4

Materiales de la corteza terrestre: átomos y minerales

Id, hijos míos, comprad un calzado resistente, escalad las montañas, buscad en los valles, los desiertos, las costas y en lo más recóndito de la tierra. Distinguid bien las distintas clases de minerales, anotad sus propiedades y su forma de originarse.

Petrus Severinus (1571).

Elementos: átomos e isótopos

La inmensa mayoría de las rocas son agregados de minerales. De las restantes, algunas, como la obsidiana y la piedra pómez, están formadas por vidrio volcánico, mientras que otras, como el carbón, están compuestas por los productos residuales de la descomposición orgánica. A su vez, estos ingredientes están constituidos por átomos de los elementos químicos, de los que, cuando se escribe este libro, se conocen 103 elementos distintos. De ellos, sólo 87 se presentan en cantidades detectables en forma natural, los demás han sido sintetizados por la alquimia moderna de las reacciones nucleares. Con el descubrimiento de la radiactividad, hace unos sesenta años, el átomo perdió su condición, mantenida largo tiempo, de partícula fundamental de un elemento, que no podía subdividirse más. Durante siglos, los viejos alquimistas trataron, en vano, de cambiar un elemento en otro. Fracasaron porque sólo empleaban reacciones químicas, y éstas afectan sólo al ordenamiento y asociaciones de átomos; los elementos no cambian. Sin embargo, las reacciones atómicas o nucleares cambian la identidad de los átomos implicados. Además, como todos sabemos demasiado bien, en estas reacciones se liberan enormes cantidades de energía. Pero la radiactividad y la física nuclear tienen aplicaciones geológicas menos alarmantes —desde luego, completamente distintas— para la resolución de muchos problemas que, de no ser así, difícilmente se podrían abordar. Por ello es deseable saber algo acerca del átomo.

Un átomo no puede ser representado realmente de ninguna forma inteligible, ya que se comporta como si estuviera hecho de «partículas» que simultáneamente son además sistemas de «ondas». Y, por el momento, resultaría completamente inútil preguntarse de qué están hechas las partículas o qué es lo que tiene tal movimiento ondulante. A pesar de ello, en muchos casos es conveniente visualizar el átomo como una constelación de *electrones* que rodean un núcleo central inconcebiblemente pequeño. La órbita, en la que los electrones se desplazan y giran sobre sí mismos, ocupa un espacio relativamente amplio: por lo menos un millón de veces tan grande como el ocupado por el núcleo.

Se sabe bien que un electrón tiene (o quizás es) una carga eléctrica que se considera *negativa*. Este uso del término «negativo» puede ser muy confusionista, a menos que se comprenda claramente que se trata de una forma convencional, y que no implica que algo se pierde o se resta. Esto ocurrió por pura casualidad. *Electron* es el término griego que designa el ámbar. Si el ámbar se frota con lana o cuero adquiere la propiedad de atraer pedacitos de papel; se dice que está electrizado, o que tiene carga eléctrica. Se dedujo que debía haber dos clases de cargas eléctricas cuando se observó que otros materiales, por ejemplo, el vidrio frotado con seda, desarrollaba una carga que tenía un sentido «opuesto» a la adquirida por

el ámbar. Dos cargas «ámbar» se repelen una a otra, pero una carga «ámbar» y una carga «vidrio» se atraen una a otra. Desde hace mucho tiempo el tipo de carga del vidrio se distinguió como positiva y la de tipo ámbar, como negativa. Si un punto cargado positivamente se conecta a través de un alambre con uno cargado negativamente fluye una corriente instantánea de electricidad a lo largo del alambre. Como el flujo naturalmente se produce de lo más alto a lo más bajo se asumió que la dirección de la corriente iba del positivo al negativo. Ahora sabemos que esta suposición era errónea. La corriente es un flujo veloz de electrones a lo largo del alambre, pero la terminal «alta», donde hay un exceso de electrones, es la terminal negativa. El exceso de electrones circula velozmente por el alambre hacia la terminal «baja» o positiva, donde hay una deficiencia de electrones. La carga de un electrón, por eso, se considera como «negativa». Esto, desde luego, significa que la carga del núcleo de un átomo debe considerarse como «positiva», ya que el átomo, como unidad, es eléctricamente neutro. Sin embargo, los átomos se cargan fácilmente de electricidad, ganando o perdiendo electrones. Estos átomos cargados se llaman *iones*. De acuerdo con la terminología convencional, un átomo que posee más electrones de los que le corresponden es un ion negativo, mientras que uno con menos de lo normal es positivo.

El átomo más simple es el de hidrógeno. Tiene un sólo electrón que gira alrededor de un núcleo; éste está formado por una sola partícula, llamada *protón*, cuya masa es 1836 veces la de un electrón. Cada partícula «lleva» una carga eléctrica unidad (e): negativa (e^-) en el electrón, positiva (e^+) en el protón. Sin embargo, el núcleo de otros elementos contiene, además de protones, *neutrones*. Son partículas cuya masa es casi la misma que la de los protones, pero desprovistas de carga eléctrica. En general se puede describir el núcleo como un racimo de protones y neutrones fuertemente empaquetados: como una mora en la que está concentrada casi toda la masa del átomo (fig. 4.1). El hecho de que los protones no se separen como consecuencia de su repulsión eléctrica prueba que deben ser forzados a estar juntos por fuerzas de atracción inconcebiblemente potentes. Estas atracciones nucleares —sin duda, la fuerza conocida más poderosa que existe— son,

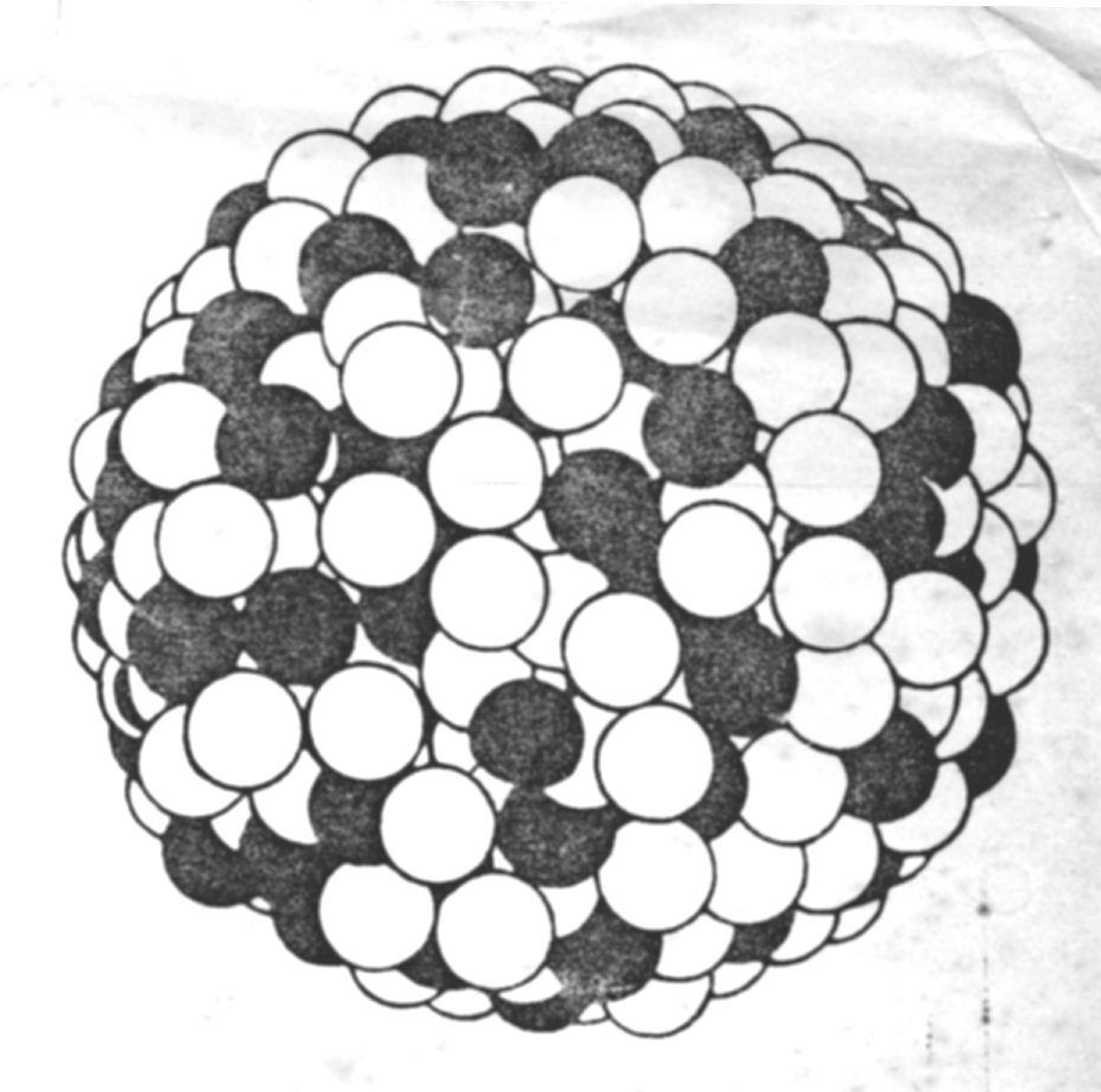


Figura 4.1. Representación meramente diafragmática del núcleo de un átomo de plomo (isótopo 206); racimo de 82 protones (en negro) y 124 neutrones (en blanco). Aumento de unos 10 billones (millones de millones). Es esencial recordar que sólo por conveniencia se han representado los protones y neutrones *como si* fueran objetos esféricos; su naturaleza real es tan misteriosa como la de los electrones y la de las demás «partículas elementales».

por lo menos, un millón de veces más fuertes que las atracciones eléctricas que mantienen unidos el núcleo con sus electrones. A su vez, las fuerzas eléctricas son más fuertes que las fuerzas químicas que mantienen unidos los átomos en las moléculas y cristales, y las fuerzas gravitacionales, capaces como son de levantar montañas, son absolutamente despreciables a escala atómica.

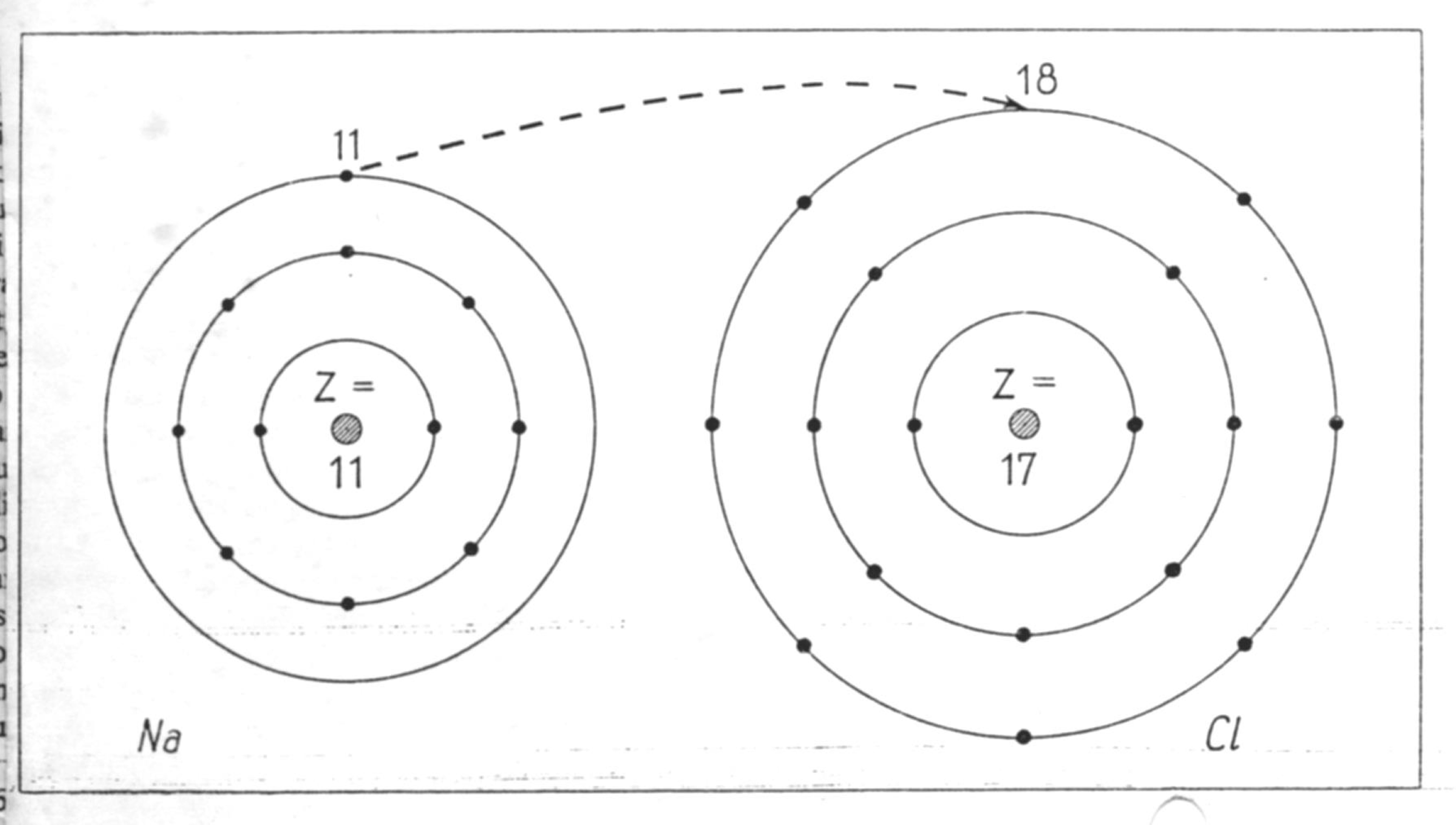
Actualmente, un elemento se define como una sustancia en la que todos los átomos tienen la misma carga nuclear, o sea, el mismo número de protones. El número de protones del núcleo de un elemento dado se llama *número atómico* (Z), y los elementos están numerados de acuerdo con él: se empieza con el hidrógeno, 1; helio, 2; y así sucesivamente, a través de la tabla periódica de los elementos hasta el uranio, 92; y ahora hasta el último de los elementos sintetizados, el laurencio, 103. Originalmente, los elementos estaban ordenados en la tabla periódica por sus pesos atómicos, y a los químicos les intrigó el hecho de que algunos elementos tienen un peso atómico

que no es un número entero. El cloro, por ejemplo, tiene un peso atómico de 35,46. La razón de ésta y de otras anomalías aparentes resultó evidente cuando se descubrió que el número de neutrones (N), presentes en el núcleo de un elemento dado, puede variar, a diferencia del número de protones, que es invariable. La suma (A) del número de protones (Z) y neutrones (N) en un núcleo se llama *número másico* ($A = Z + N$). De aquí se desprende que un elemento no consiste necesariamente en una sola clase de átomo. Ocurre que algunos de los elementos con número atómico impar tienen todos sus átomos iguales, por ejemplo, el sodio ($Z = 11$, $N = 12$); y el oro ($Z = 79$, $N = 118$); pero el resto, incluyendo todos los elementos con número atómico par, son mezclas de variedades nucleares con distinto número de neutrones en su núcleo, y por lo tanto, con distintos números másicos. Estas variedades se llaman *isótopos* (del griego *isos*, igual; *topos*, lugar) del elemento dado, ya que son idénticos en sus propiedades químicas y por eso ocupan el mismo lugar en la tabla periódica de los elementos. El cloro ($Z = 17$) es un ejemplo de un elemento de número atómico impar con dos isótopos: uno con 18 neutrones (que hacen $A = 35$) y otro con 20 neutrones (que hacen $A = 37$). Aproximadamente tres cuartas partes de los átomos del cloro natural son el isótopo cloro-35 (o ^{35}Cl) o una cuarta parte el isótopo cloro-37 (o ^{37}Cl); y, por eso, el peso atómico no puede ser muy distinto de 35,5, con lo que se aclara el viejo enigma. Es interesante haber constatado que el cloro extraído de los meteoritos tiene el mismo peso atómico y la misma mezcla de isótopos que el cloro terrestre, si éste se obtiene de la sal gema natural (ClNa), de sal del mar o de gases volcánicos.

Elementos: electrones e iones

En un átomo neutro —no cargado eléctricamente— el número de electrones que giran en su órbita, alrededor del núcleo, es el mismo que el número de protones (Z) en el núcleo. Estos electrones no giran de cualquier modo como un enjambre, sino que se concentran en órbitas dispuestas a modo de «cáscaras» concéntricas. La capa más interna nunca contiene más de dos electrones; la segunda sólo puede alojar, como máxi-

Figura 4.2. El electrón solitario 11 de un átomo de sodio salta a la órbita con un puesto vacante, 18, del átomo de cloro, dejando el sodio como ión Na^+ y transformando el cloro en un ión Cl^-. Na^+ y Cl^- entonces se unen y forman el ClNa, en el que las cargas eléctricas están equilibradas.



mo, ocho; la tercera aloja hasta ocho en algunos elementos, y en otros hasta 18, y así sucesivamente. Las propiedades químicas de un elemento dependen del número de electrones de sus átomos, y especialmente del número de ellos presentes en la capa externa. Esto se puede ilustrar de un modo simple considerando cómo se combinan el sodio y el cloro para formar cloruro sódico, conocido familiarmente como sal común o sal gema (fig. 4.2). Las dos capas internas del átomo de cloro tienen todos los electrones que pueden contener, pero la externa sólo tiene siete de los ocho que caben. Ahora bien, siempre que es posible, los electrones giran por parejas, uno girando sobre sí mismo en sentido dextro mientras que se desplaza por su órbita, mientras que el otro gira sobre sí mismo con giro sinistro. Por lo tanto, en el cloro, uno de los electrones de la capa externa está sin pareja de baile, es decir: hay una vacante por ocupar. El sodio es un candidato complaciente. En el sodio, las capas internas también están completamente ocupadas, pero la externa sólo tiene un electrón y está tan débilmente unido que, si se acerca suficientemente un átomo de cloro, aquél puede saltar a la plaza vacante. El átomo de cloro, habiendo ganado un electrón, ha adquirido una carga eléctrica negativa y se ha convertido en un ion negativo (Cl^-), mientras que el de sodio (Na), abandonado por su electrón externo, ha adquirido una carga positiva y se ha convertido en un ion positivo (Na^+).

El ion sodio, Na^+, y el ion cloro, Cl^-, están ahora atraídos mutuamente, y se combinan para formar una «molécula» no cargada, ClNa, de sal común. En la práctica, si se introduce un poco de sodio en el gas verde y venenoso, cloro, arde formando un vapor blanco del que se desprenden minúsculos cristales de sal. Millones y millones de átomos se han convertido en iones, compitiendo para conseguir pareja. Y como hay parejas para todos, se acomodan de forma ordenada que completa el equilibrio eléctrico y la perfecta uniformidad de composición. La figura 4.3 ilustra el patrón tridimensional de los iones en un cristal de sal común. Cada cristal puede ser considerado como una especie de molécula gigante pero, hablando con más precisión, es una estructura iónica continua, más que una molécula.

Los electrones de la capa externa, responsables de la unión de varios átomos en moléculas o cristales de un compuesto químico, se llaman electrones-valencia. La *valencia* es el poder de combinación de un átomo (o grupo de átomos), expresado numéricamente como el número de electrones que ha ganado, perdido o compartido cada átomo (o grupo de átomos). Los iones de hidrógeno y de sodio pierden un electrón, y su valencia es 1^+. Sin embargo, algunos átomos, como el de oxígeno, necesitan dos electrones para completar su capa externa. Así, un átomo de oxígeno se puede combinar con dos átomos de hidrógeno y el resultado es agua, H_2O. Pero también se puede combinar en su capa externa, por ejemplo, el magnesio, para formar óxido de magnesio, MgO; o el calcio, para formar cal, CaO. En estos casos la valencia es 2^+. Donde la valencia es 3^+, como en el aluminio, la combinación con el oxígeno requiere las proporciones representadas por Al_2O_3; éste es el óxido de aluminio y, como piedra preciosa, es conocido como rubí y zafiro. El hierro

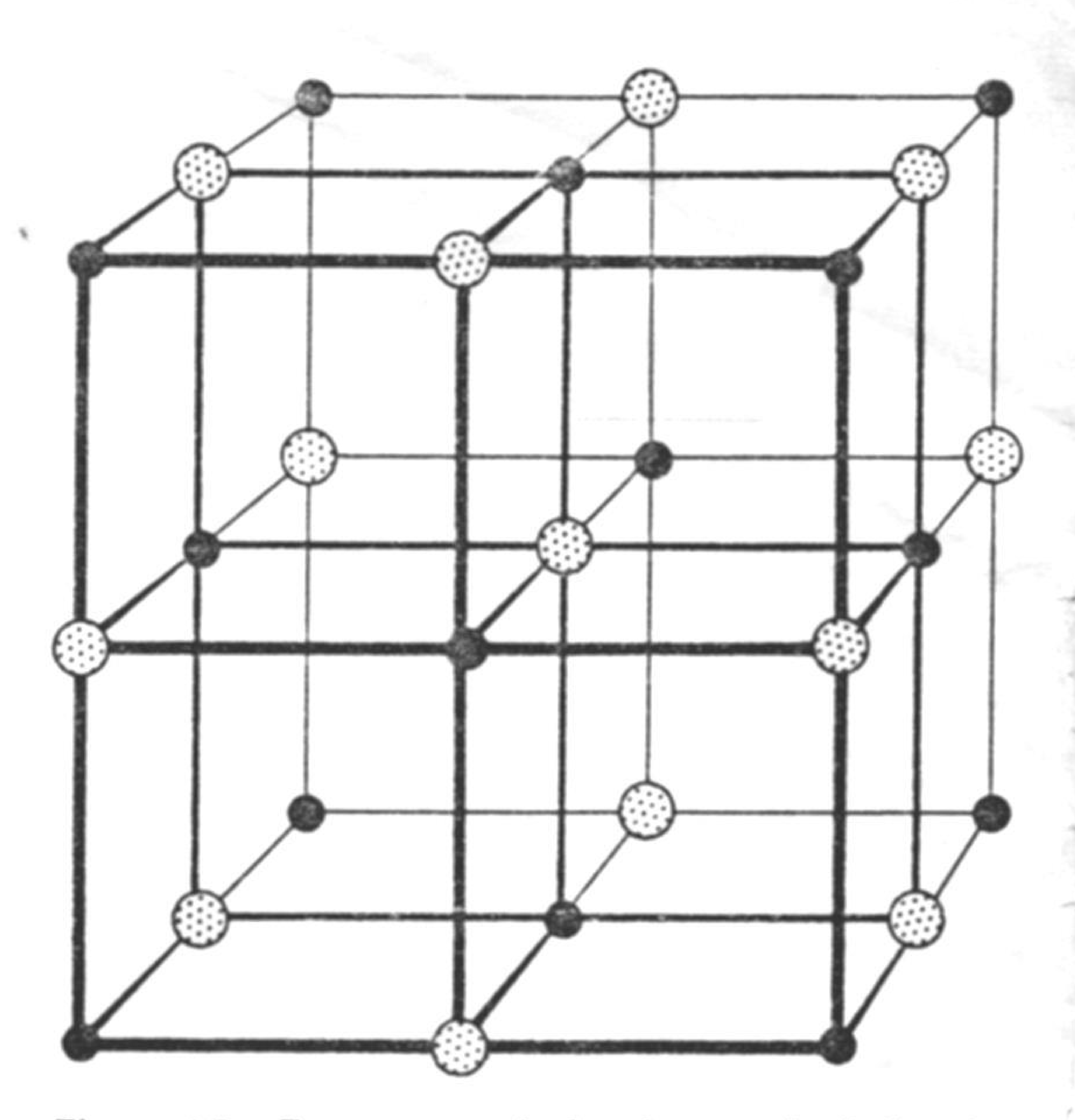


Figura 4.3. Estructura reticular de un cristal de sal común, ClNa. Iones relativamente pequeños, de Na^+ (negros), y mayores, de Cl^- (punteados), se disponen, alternantes, en los vértices de un conjunto de cubos (representados aquí para indicar la relación. Cada ión Na^+ está rodeado por seis iones Cl^-, y cada ión Cl^-, por seis Na^+. A la escala del diagrama, las «esferas» iónicas se representan —para que se vea más claro— con un tamaño que es sólo un tercio del radio que, convencionalmente, se les adscribe. Véase figura 4.8.

es un caso más complicado, ya que su valencia puede ser 2^{+} ó 3^{+}. Así forma dos series de óxidos —y de otros compuestos— que se distinguen como ferrosos (Fe^{2+}) y férricos (Fe^{3+}): así óxido ferroso, FeO, y óxido férrico, Fe_2O_3.

En el mundo mineral, el elemento más importante con valencia 4^{+} es el silicio. Su óxido, la sílice, representada por SiO_2, se conoce como cuarzo, ágata y sílex. Además, como se indica más adelante, la sílice se combina con los demás óxidos para formar un grupo de compuestos cristalinos llamados *silicatos,* los cuales, junto con el cuarzo, constituyen la gran mayoría de los minerales presentes en las rocas. El carbón es otro elemento de valencia 4, de importancia vital porque puede ser 4^{-} o 4^{+}. El carbón con valencia negativa (como el del metano, CH_4, e hidrocarburos relacionados con él de la gasolina y el petróleo) es el elemento esencial de los compuestos orgánicos y de toda materia viviente. Sin embargo, cuando su valencia es positiva, como en el anhídrido carbónico, CO_2, este anhídrido se combina con otros óxidos para formar otro importante grupo de minerales de las rocas, los *carbonatos,* que predominan en calizas y margas. Después de esta introducción podemos volver de nuevo a las rocas y minerales.

Composición química de las rocas corticales

Aunque en los minerales existen en forma natural 87 elementos, ocho de ellos son tan abundantes que forman casi el 99 por ciento en peso del total de los miles de rocas que han sido analizadas. Muchos otros, tales como el oro, el estaño, el cobre y el uranio, aunque presentes sólo en trazas en las rocas ordinarias —razón por la cual se llaman *elementos traza*—, están concentrados localmente en depósitos metalíferos y vetas minerales en cantidad suficiente para ser explotados con provecho. Los elementos 43, 61, 87 y 89 nunca se han detectado en minerales, sino que se han obtenido artificialmente mediante reacciones nucleares.

Continuando con la tabla de abundancias, los elementos inmediatamente siguientes son *manganeso,* Mn, 0,10; *fluoruro,* F, 0,08; *azufre,* S, 0,05; *cloro.* Cl, 0,04; y *carbono,* C, 0,03 por ciento. La abundancia de los elementos traza más raros se expresa mejor en parte por millón (p.p.m.) que equivale a gramos por toneladas. El oro y el platino, aunque famosos como metales preciosos, son los que más raramente aparecen en las rocas ordinarias, y su abundancia promedio es sólo de 0,005 ppm.

Composición media de las rocas corticales

(Según V. M Goldschmidt y Bryan Mason)

Nombre	*Símbolo y Valencia*	*Por ciento*	*Nombre*	*Fórmula*	*Por ciento*
Expresada en elementos			Expresada en óxidos		
Oxígeno	O^{2-}	46,60		SiO_2	59,26
Silicio	Si^{4+}	27,72	Sílice	Al_2O_3	15,35
Aluminio	Al^{3+}	8,13	Alúmina	Fe_2O_3	3,14
Hierro	Fe^{3+} / Fe^{2+}	5,00	Óxidos de hierro: Férrico / Ferroso	FeO	3,74
Calcio	Ca^{2+}	3,63	Cal	CaO	5,08
Sodio	Na^{+}	2,83	Sosa	Na_2O	3,81
Potasio	K^{+}	2,59	Potasa	K_2O	3,12
Magnesio	Mg^{2+}	2,09	Magnesia	MgO	3,46
Titanio	Ti^{4+}	0,44	Óxido de titanio	TiO_2	0,73
Hidrógeno	H^{+}	0,14	Agua	H_2O	1,26
Fósforo	P^{5+}	0,12	Pentóxido de fósforo	P_2O_5	0,28
		99,29			99,23

Minerales y cristales

Algunos elementos, por ejemplo el oro, el cobre, el azufre y el carbono (en estado de diamante y grafito), constituyen minerales por sí solos, pero la mayoría de las especies mineralógicas se componen de dos o más elementos. El oxígeno es el elemento más abundante en las rocas. En combinación con otros elementos forma compuestos llamados óxidos, algunos de los cuales se presentan en estado mineral. El silicio es el más abundante, después del oxígeno, y por eso no es de extrañar que la sílice, el óxido de silicio, SiO_2, sea el más abundante de todos los óxidos. La sílice es muy conocida bajo la forma de **cuarzo,** mineral muy común que es característico, sobre todo, de los granitos, las areniscas y las vetas cuarzosas. La fórmula, SiO_2, es una manera sencilla de expresar que, por cada átomo de silicio, el cuarzo contiene dos átomos de oxígeno. El cuarzo puro tiene, por tanto, una composición definida. Las fórmulas de otros óxidos y de los compuestos de otros tipos pueden interpretarse de un modo análogo.

En las cavidades de las vetas o filones minerales, el cuarzo puede hallarse en forma de prismas transparentes e incoloros formados por seis caras laterales y terminados por una pirámide hexagonal. Los griegos dieron el nombre de *krystallos* (hielo transparente) a estas hermosas formas, y aún en la actualidad, el cuarzo hialino, transparente como el agua, se llama todavía cristal de roca (fig. 4.4). La mayoría de los demás minerales, y una gran variedad de sustancias preparadas por procedimientos químicos, pueden desarrollarse también en formas simétricas limitadas por ca-

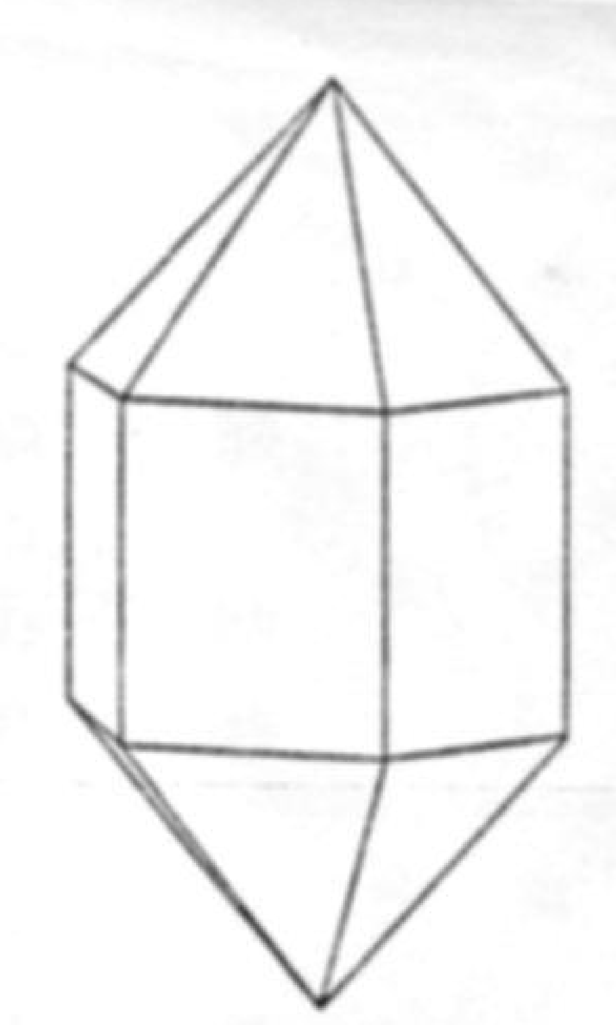


Figura 4.4. Cristal de cuarzo bipiramidado. Estos cristales sólo crecen allí donde pueden desarrollarse libremente en ambos extremos. Lo más frecuente es que los cristales de cuarzo crezcan en las paredes de una cavidad y tengan sólo una pirámide terminal, como en la Figura 4.5.

Figura 4.5. Conjunto de cristales de cuarzo de Minas Gerais, Brasil *(Colección del Museo Británico de Historia Natural).*

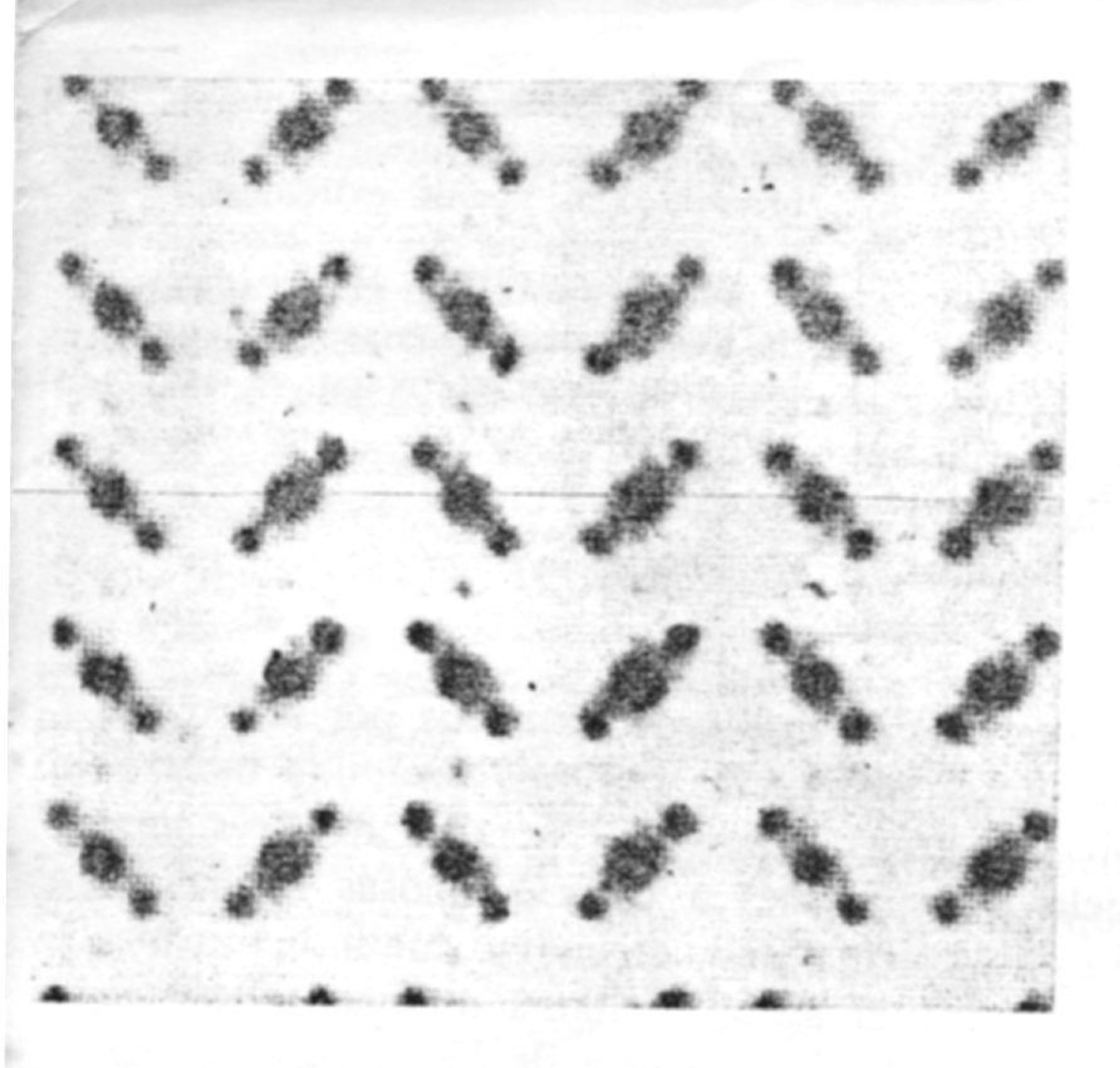


Figura 4.6. Imagen de la estructura reticular de la pirita, aplicada 2 millones de veces. Los puntos mayores representan iones de Fe; los menores, de los que hay el doble, representan parejas de iones S. Con el patrón de difracción de rayos X producido por un cristal de pirita se hace un enrejado y se vuelve a difractar y, así, se obtiene una enorme ampliación. Para más detalles véase M. J. Buerger, «La fotografía de átomos en los cristales». *Proceedings of the National Academy of Sciences*, Washington, vol. 36, págs. 330-5, 1950 *(M. J. Buerger)*.

ras planas, conociéndose en conjunto con el nombre de *cristales*.

En los últimos años, el estudio de los cristales por medio de los rayos X ha revelado que sus formas simétricas no son más que la expresión exterior de una estructura interna perfectamente organizada. Como ya se ha indicado en el caso de la sal gema (fig. 4.3), los átomos cargados eléctricamente, o iones de los que se compone un cristal, están dispuestos de una manera ordenada; las diferentes especies de átomos se hallan dispuestas a modo de un patrón estructural determinado, que se repite indefinidamente, lo mismo que el motivo decorativo de un papel de los que se emplean para empapelar habitaciones. En los cristales, sin embargo, el motivo estructural se desarrolla en tres dimensiones y por esta razón se denomina *malla espacial*. Quizá la mejor aproximación para «visualizar» átomos se ilustra en la figura 4.6, que muestra claramente la distribución de átomos en una capa de la malla cristalina de pirita, S_2Fe (fig. 4.7).

Ya se habrá visto que el diamante y el grafito son, ambos, formas cristalinas del carbono. En correspondencia a sus propiedades físicas bien contrastadas —uno es duro y brillante; el otro es blando, opaco y deleznable—, los cristales de diamante y grafito tienen estructuras reticulares muy diferentes. Este contraste, además, refleja las grandes diferencias de condiciones físicas en las que han cristalizado los dos minerales. El diamante requiere una combinación de alta temperatura y una presión tan sumamente elevada que, sólo recientemente, ha sido posible fabricar diamantes artificiales, aunque no tienen la calidad de los naturales. Por el contrario, para obtener grafito son suficientes condiciones moderadas de temperatura y presión. Esta capacidad que tienen determinadas sustancias de presentarse bajo dos o más formas o especies de cristales completamente diferentes, es decir, de cristalizar en estructuras reticulares apropiadas a las condiciones físicas existentes en el momento de su formación, es un fenómeno llamado *polimorfismo* (del griego *polys*, muchos; *morfo*, forma o modo). Otros ejemplos bien conocidos son el S_2Fe, que se presenta no sólo como pirita, sino también como marcasita; y el carbonato cálcico, CO_3Ca, que cristaliza prin-

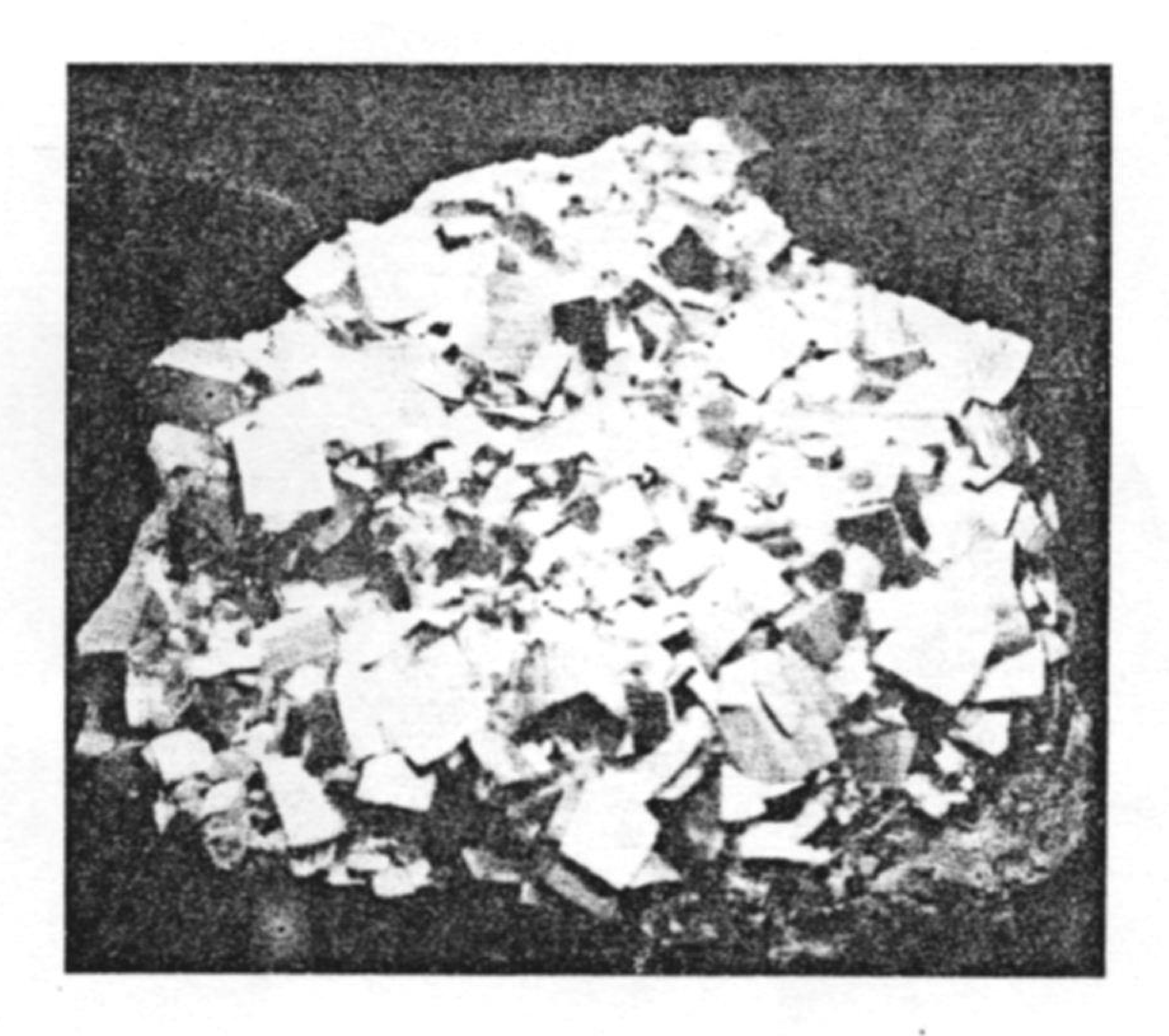


Figura 4.7. Cristales de piritas de hierro, S_2F. (cubos estriados de color de latón) de Leadville, Colorado, Estados Unidos de América. *Piritas* es un viejo término griego que designaba los minerales que desprenden chispas cuando se hacen chocar *(Institución de Ciencia Natural de Ward, Inc., Rochester 9, N. Y. Estados Unidos de América)*.

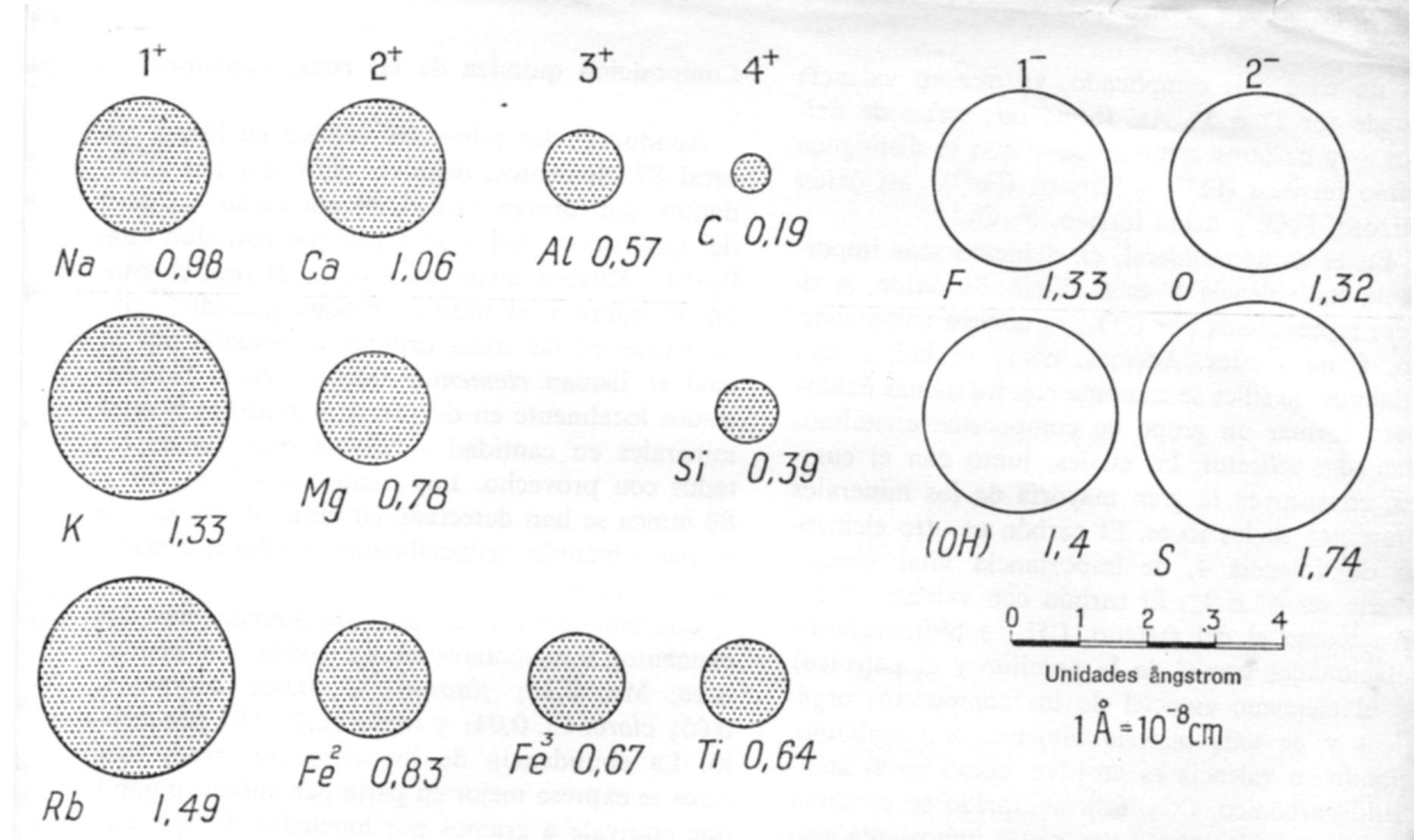


Figura 4.8. Tamaños relativos de algunos iones positivos *(cationes)* y negativos *(aniones)* en los cristales. El número que encabeza cada columna se refiere a la carga iónica o valencia. El radio iónico efectivo del campo de influencia de cada ión en un cristal, que convencionalmente se representa como esférico, se da en ångstroms.

cipalmente en forma de calcita, pero bajo condiciones especiales lo hace como aragonito (por ejemplo, en las conchas segregadas por ciertos moluscos y otros organismos marinos).

Muy pocos minerales tienen la composición química que corresponde exactamente a su fórmula ideal. La razón de ello es que cualquier ion que se encuentra en el punto en el momento de la cristalización puede actuar como un sustituto de otro sin perturbar seriamente la malla cristalina, ya que el ion sustituto tiene casi el mismo «tamaño» (fig. 4.8) que el ion al cual quita el sitio en el cristal que está creciendo. De manera similar, al construir una pared se pueden usar ladrillos del mismo tamaño pero de distinto color sin alterar la estructura ni la forma externa de la pared. Al formarse el edificio cristalino se favorece mucho esta sustitución cuando ambos iones tienen la misma carga eléctrica o valencia. El mineral verde llamado olivino es un buen ejemplo de ello. En general, su fórmula se escribe $SiO_4(Mg, Fe)_2$ para expresar el hecho de que forma parte de una serie continua que va desde SiO_4Mg_2 en un extremo, pasa por $SiO_4(Mg, Fe)_2$, $SiO_4(Fe, Mg)_2$ y termina en el otro extremo en SiO_4Fe_2 y todos los miembros tienen esencialmente la misma estructura y forma cristalinas. Los miembros intermedios de la serie del olivino no deben considerarse mezclas o combinaciones de los dos compuestos «isomorfos» o moléculas representados por las fórmulas de los miembros extremos. No son los compuestos los que están mezclados, sino los iones en la malla cristalina: en este caso Mg^{2+} y Fe^{2+}, que tienen casi el mismo tamaño (véase fig. 4.8). Los cristales que pertenecen a estas series se suelen llamar soluciones sólidas o «cristales mezclados», aunque esta última es una expresión poco afortunada.

De todos modos, la igualdad de valencia no es esencial para la sustitución efectiva. Lo que se necesita, además de que los tamaños iónicos no sean demasiado diferentes, es que se mantenga la neutralidad eléctrica, y esto se puede conseguir mediante un intercambio en la red de otros dos o más elementos. Así, en la serie de las plagio-

clasas del grupo feldespato (véase pág. 59) hay una gama continua de composición desde la albita, Si_3O_8AlNa en un extremo, a la anortita, $Si_2O_8Al_2Ca$ en el otro. Aquí, Al^{3+} sustituye uno de los iones Si^{4+} y, simultáneamente, para equilibrar la deficiencia de carga resultante, el Ca^{2+} sustituye al Na^+.

En la figura 4.8 se puede ver que el Na^+ y el K^+ son demasiado distintos de tamaño para ser verdaderamente intercambiables. Esto se corresponde con sus asociaciones reales en los minerales. Por otra parte, el elemento relativamente raro rubidio, Rb^+, tiene casi el mismo tamaño que el K^+ y, por lo tanto, los minerales de potasio en formación pueden muy bien albergar rubidio. Las concentraciones naturales de rubidio se encuentran casi en su totalidad en feldespatos potásicos y micas. Desde un punto de vista geológico, es una circunstancia favorable, porque ambos elementos tienen isótopos radiactivos, y los minerales de potasio que contienen rubidio en cantidad suficiente se pueden datar de dos modos independientes, como veremos en un capítulo posterior (pág. 260).

Unos cuantos minerales son no-cristalinos en el sentido de que nunca desarrollan formas cristalinas, y por ello reciben el nombre de *amorfos*. Ejemplos de ellos son el *ópalo*, $SiO_2 \cdot nH_2O$, que se ha descrito como un «gel no del todo seco», y la *limonita*, de fórmula aproximada $Fe_2O_3 \cdot H_2O$, uno de los hidróxidos de hierro conocido como herrumbre de hierro, y que es el material responsable del aspecto pardo oxidado de muchas superficies rocosas meteorizadas. En estos materiales, partículas minúsculas están colocadas al azar, como los ladrillos cuando se descargan en un montón, pero las investigaciones realizadas con microscopio electrónico indican que, en cada partícula, los átomos tienen un ordenamiento reticular identificable.

El vidrio también es una sustancia típicamente amorfa. La mayor parte de los vidrios son mezclas de silicatos que no han tenido tiempo suficiente para que los átomos se ordenaran entre sí, en un patrón regular de cristales, bien a causa de un enfriamiento rápido a partir de un estado fundido, o bien a causa de que la masa fundida original ya era, desde el principio, extremadamente viscosa. Sin embargo, el estudio por rayos X revela que hay redes retorcidas o deformes, lo que indica que se habían dado los primeros pasos hacia la cristalización. Además, a veces, llega a prevalecer esta tendencia de poner un orden cristalino en el caos amorfo. A pesar del hecho de que el vidrio tiene las propiedades mecánicas de un sólido muy viscoso, lentamente se *desvitrifica* y se convierte en un agregado de cristales diminutos. En el caso del vidrio fabricado por el hombre, a temperaturas ordinarias, el proceso de desvitrificación puede durar unos pocos años o varios centenares. El vidrio natural, como la lava volcánica muy viscosa que solidifica en forma de obsidiana o piedra pómez (fig. 5.11), puede requerir millones de años antes de que empiece a mostrar signos visibles de cristalización. Sin embargo, la transformación se acelera si a través del material vítreo circulan gases volcánicos calientes.

Exceptuando los materiales amorfos, los minerales son sustancias inorgánicas cristalinas naturales y cada «especie» tiene su propia variedad específica de estructura cristalina. Exceptuando la inevitable presencia de «impurezas» y elementos traza, la composición química puede ser constante (como en el cuarzo) o puede variar (como en los feldespatos) dentro de unos límites que dependen del grado o capacidad de sustitución de los iones de ciertos elementos por los de otros, sin cambiar el patrón específico de la malla cristalina.

Los minerales que forman las rocas

Aunque se conocen unos 2000 minerales clasificados, las rocas más comunes se pueden describir adecuadamente en base a una docena de minerales, como lo indica la tabla siguiente. Por eso, vale la pena familiarizarse con estos minerales esenciales que forman las rocas, y con algunos otros de interés especial y, en particular, aprender algo de lo relativo a su composición química. Aquí se pretende presentar este bagaje mínimo de conocimientos químicos de la forma más breve posible. El lector debe acudir a los manuales especializados para obtener información adicional y, sobre todo, debe estudiar ejemplares típicos de minerales y rocas y examinar afloramientos de rocas sobre el terreno siempre que tenga oportunidad de hacerlo.

Composición mineralógica media de algunas rocas corrientes

Minerales	*Granito*	*Basalto*	*Arenisca*	*Pizarra*	*Caliza*
Cuarzo	31,3	—	69,8	31,9	3,7
Feldespatos	52,3	46,2	8,4	17,6	2,2
Micas	11,5	—	1,2	18,4	—
Minerales arcillosos	—	—	6,9	10,0	1,0
Clorita	—	—	1,1	6,4	—
Anfíboles (principalmente hornblenda)	2,4	—	—	—	—
Piroxenos (principalmente augita)	raros	36,9	—	—	—
Olivino	—	7,6	—	—	—
Calcita y dolomita	—	—	10,6	7,9	92,8
Minerales de hierro	2,0	6,5	1,7	5,4	0,1
Otros minerales	0,5	2,8	0,3	2,4	0,3

De entre los minerales que forman las rocas, los predominantes son los silicatos, mucho más abundantes que los demás, pero antes de ocuparnos de ellos vamos a revisar algunos otros minerales importantes —óxidos, carbonatos, etc.

Del *cuarzo* ya se ha dicho que es un óxido. En la página 58 se clasifica como mineral con estructura de silicato; químicamente, se puede considerar como SiO_2 o como $Si(SiO_4)$.

La alúmina, Al_2O_3, se presenta al natural como *corindón,* el abrasivo natural más duro después del diamante, y como *rubí* y *zafiro,* formas transparentes raras consideradas piedras preciosas.

En los grandes yacimientos los óxidos de hierro, junto con el carbonato, CO_3Fe, son las principales menas del mineral de hierro; como accesorios, son constituyentes notorios de una gran variedad de rocas comunes. La *hematita,* Fe_2O_3, toma su nombre del término griego que designa la «sangre» en referencia a su color. La *magnetita,* Fe_3O_4, es negra y muy magnética. La *ilmenita,* $FeO \cdot TiO_2$, a menudo va asociada con la magnetita, especialmente en basaltos y en rocas de composición análoga. La *limonita,* cuya fórmula promedio es $FeO \cdot H_2O$, es el producto resultante de la alteración en forma de herrumbre de otros minerales de hierro.

El *hielo,* agua cristalizada, H_2O, no suele considerarse como un mineral formador de rocas, pero los glaciares y las placas de hielo son rocas a gran escala, compuestas de gránulos de hielo y aunque fluyan, se fundan y se evaporen ante nuestros ojos no por ello dejan de ser rocas.

Después del agua, el óxido siguiente, en cuanto a abundancia (pág. 52) es el de fósforo, elemento de importancia crítica para la agricultura y para la vida en general. Los fosfatos se presentan en las rocas comunes bajo la forma de mineral *apatito,* $(PO_4)_3FCa_5$, y de un compuesto relacionado de origen orgánico (por ejemplo, de las espinas, huesos y dientes de peces y de los excrementos de los pájaros), de composición similar, pero con (OH) en lugar de F. A través de esta *fosforita* se hace pasar agua con trazas de flúor, aquélla gradualmente cede su (OH) e incorpora al F, aproximándose a la composición del apatito y volviéndose más estable. El mismo proceso tiende a ocurrir en el crecimiento de los dientes de los niños, y quizá más tarde, y esto explica cómo la adición de trazas de sales fluoradas (1-3 ppm) al agua de beber ayuda a fortalecer los dientes en regiones donde el agua natural es deficiente en flúor. El principal mineral de flúor es el *espatoflúor,* F_2Ca, que va asociado con minerales de plomo y cinc; se presenta bajo una gran variedad de colores atractivos, y se usa principalmente como flujo en la fabricación de hierro y acero.

Entre los minerales de azufre, el propio azufre y la pirita ya se han mencionado. La mayoría de las menas de plomo, cinc, cobre y níquel son sulfuros. Sin embargo, por su abundancia en las rocas, destacan la *anhidrita,* SO_4Ca, y el *yeso,* $SO_4Ca \cdot 2H_2O$. La anhidrita, acompañada o no de yeso según las circunstancias, se presenta principalmente en depósito de sal (evaporitas), como los que quedan cuando se seca un lago o cuando

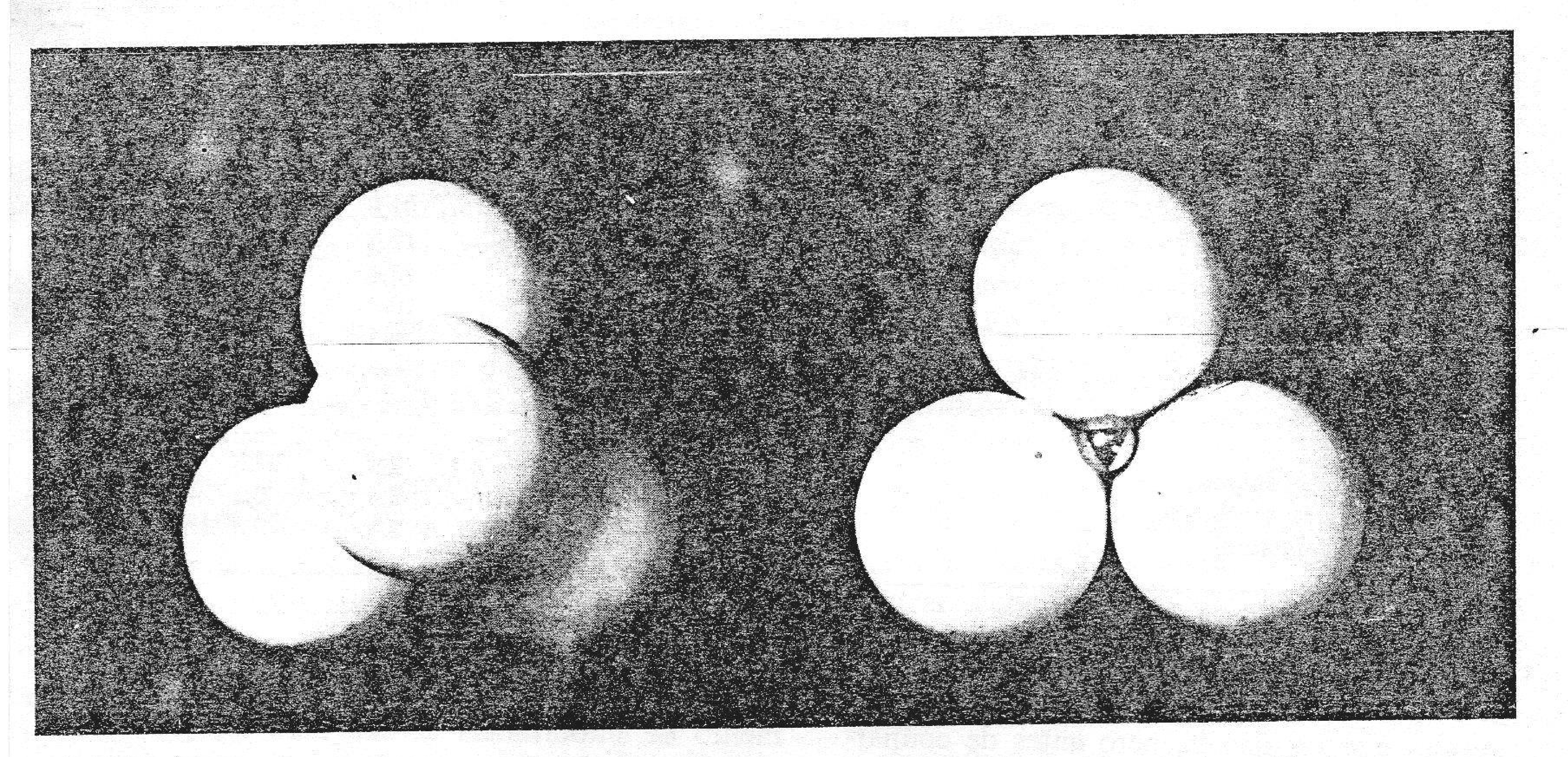


Figura 4.9. Modelos para ilustrar el tetraedro $(SiO_4)^{4-}$, la unidad estructural atómica fundamental de todos los cristales de los silicatos. Un pequeño ión de silicio queda atrapado por cuatro iones de oxígeno mucho mayores. A esta escala, los iones están aumentados unos 65 millones de veces.

se evaporan muchos cuerpos de agua cerrados. Cuando la salmuera resulta suficientemente concentrada, empieza a precipitar, junto con la anhidrita, la *sal gema* o *halita,* que es el principal mineral de cloro.

La evaporación del agua del mar debería empezar con la precipitación de carbonatos y así ocurre en realidad, aunque en cantidades menores. La mayor parte de las rocas carbonatadas tienen un origen distinto, como se verá más adelante (páginas 91-92). Sus minerales principales son:

Calcita, CO_3Ca, el mineral predominante de las calizas.

Dolomita, $(CO_3)_2MgCa$, que se presenta mezclada con la calcita en las calizas magnésicas (dolomíticas) y también aislada, por sí misma, como mineral predominante de la roca carbonatada llamada dolomía.

Siderita o *calybita,* CO_3Fe, importante mena del hierro.

En muchos de los yacimientos de minerales de plomo, zinc y cobre localmente pueden ser abundantes los carbonatos de estos metales.

Estructuras cristalinas de los silicatos

Como consecuencia de la exploración de las redes cristalinas de los silicatos a través de rayos X, iniciado por Sir Lawrence Bragg y desarrollada por él y sus colaboradores, ahora estos minerales se pueden clasificar de forma más elegante. La unidad fundamental de la estructura de los silicatos consiste en una disposición tetraédrica de cuatro iones de oxígeno —uno en cada vértice del tetraedro— y un ion de silicio en el espacio intersticial central (fig. 4.9). Imaginemos tres pelotas de tenis (de 6 cm de diámetro) situadas en los vértices de un triángulo y tangentes entre sí; una canica de 1,6 cm de diámetro queda encajada en el hueco central (como en la fig. 4.9 derecha), una cuarta pelota de tenis encima (como en la fig. 4.9 izquierda) completa la estructura. En este modelo, el minúsculo ion de silicio y los iones relativamente grandes de oxígeno están exagerados unos 230 millones de veces.

Las cuatro cargas positivas de Si^{4+} se equilibran con las cuatro cargas negativas, una de cada ion oxígeno, O^{2-}, dejando así cada tetraedro con cuatro cargas negativas. Por sí mismos, y a causa de la repulsión de los cargas negativas, estos tetraedros tenderían a alejarse unos de otros. Para que se mantengan fuertemente unidos, como en los cristales, deben estar cementados o enlazados de modo que se neutralicen las cargas. La fascinante arquitectura de los cristales queda controlada por los distintos modos en que tiene lugar

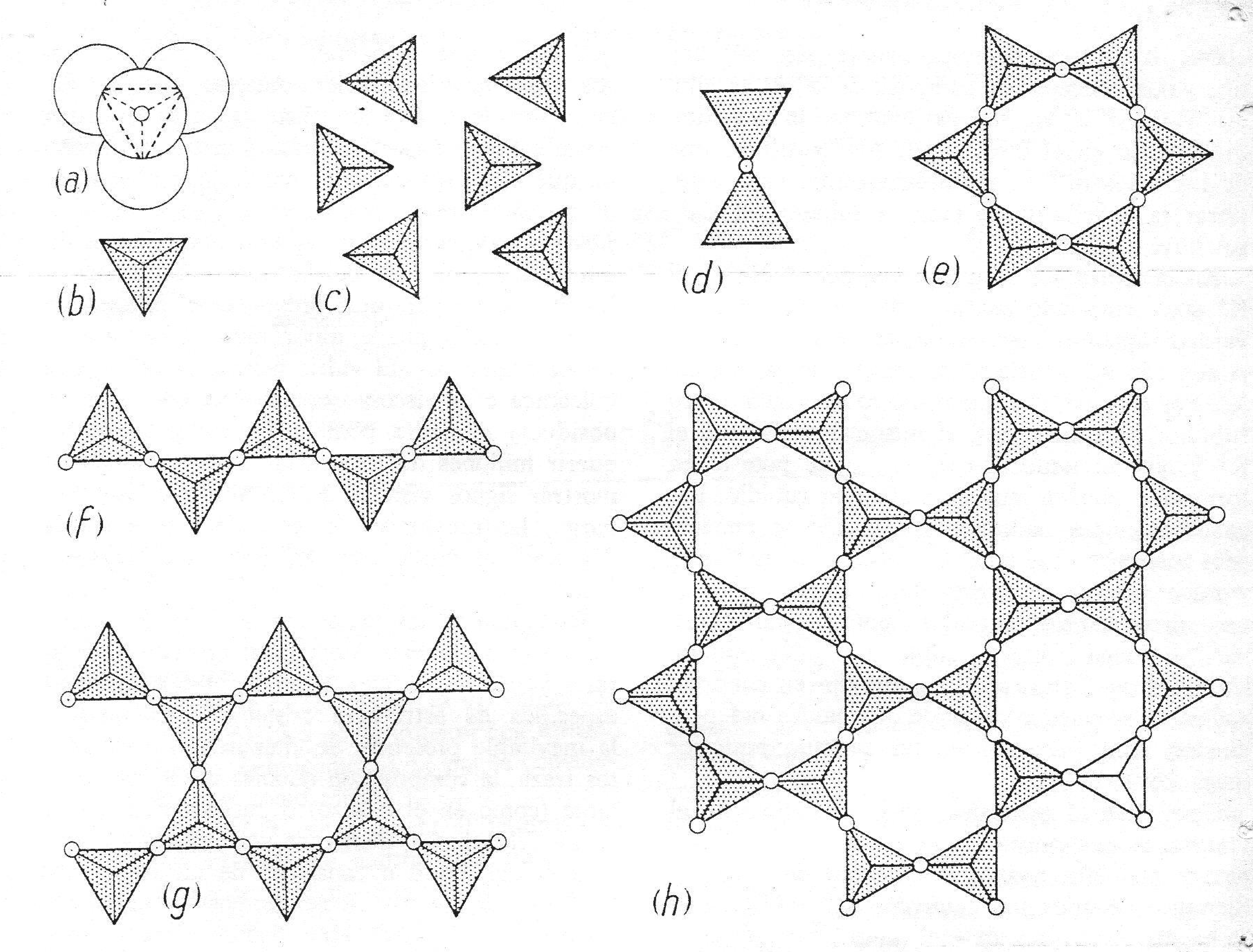


Figura 4.10. Algunas de las principales disposiciones estructurales de los tetraedros de SiO_4 en los cristales:

(*a*) Tetraedro de SiO_4, con los iones aproximadamente a escala.

(*b*) Representación convencional del tetraedro de SiO_4, representado por líneas de trazos en (*a*). Desde (*d*) hasta (*h*) los iones compartidos se indican con círculos.

(*c*) No se comparten oxígenos (p. ej. el olivino).

(*d*) Un par de tetraedros comparte un oxígeno (p. ej. la melilita).

(*e*) Anillo de seis tetraedros, cada uno de ellos comparte dos oxígenos (p. ej. el berilo).

(*f*) Cadena simple de tetraedros, cada uno de ellos comparte dos oxígenos (p. ej. los piroxenos).

(*g*) Cadena doble de tetraedros; los tetraedros que apuntan hacia fuera comparten dos oxígenos, como en (*f*), mientras que los que apuntan hacia dentro comparten tres oxígenos; así se produce una sucesión de «huecos» exagonales suficientemente grandes como para acomodar iones hidroxilo (OH), o de flúor F, (p. ej. los anfíboles).

(*h*) Placa de tetraedros, cada uno de ellos compartiendo tres oxígenos y formando una malla continua con «huecos» hexagonales como en (*g*) (p. ej. las micas).

esta neutralización. Los tetraedros se pueden mantener juntos con proporciones adecuadas de iones metálicos (por ejemplo, de Mg^{2+} y Fe^{2+}), como en el olivino, o bien compartiendo (y por tanto neutralizando) los cuatro iones de oxígeno con sus adyacentes, como en el cuarzo; o compartiendo sólo uno, dos o tres de sus oxígenos, dejando que las cargas restantes sean neutralizadas por iones metálicos de tipos apropiados. De estas uniones resultan estructuras tales como parejas y anillos sueltos, cadenas simples o dobles y capas (ilustradas de forma convencional en la fig. 4.10) y finalmente, como las estructuras más complejas tridimensionales de cuarzo y feldespatos —patro-

Clasificación estructural de los silicatos

Relación estructural del tetraedro silicio-oxígeno	*Razón* Si:O	*Ejemplos característicos*
NESOSILICATOS (del griego *nesos,* isla) Tetraedros individuales de SiO_4 unidos entre sí por cationes como e Mg^{2+}. No comparten oxígeno (fig. 4.10c)	Si_4O_6	olivino { SiO_4Mg_2 / SiO_4Fe_2 *Granates; Circón; Topacio*
SOROSILICATOS (del griego, *soros,* grupo) Pares separados de tetraedros, que comparten un oxígeno (fig. 4.10d)	Si_4O_{14} $(Al_2Si_2O)_{14}$	*Melilita* { $Si_2O_7Ca_2Mg$ / $(SiAl)O_7Ca_2Al$
CICLOSILICATOS (del griego *Kyklos,* del latín *ciclus,* círculo o anillo) Anillos cerrados aislados de 3,4 ó 6 tetraedros, en que se comparten dos oxígenos (fig. 4.10e)	Si_4O_{12}	Berilo *(Esmeralda)* $Si_6O_{18}Al_2Be_3$ *Turmalina*
INOSILICATOS (del griego *inos,* fibra, Cadenas sencillas continuas de tetraedros en que se comparten dos oxígenos (fig. 4.10f)	Si_4O_{12}	piroxenos, p. ej.: *Hiperstena* $SiO_3(Mg, Fe)$ *Diópsido* $Si_2O_6(Mg, Fe)$ Ca *Augita* (compleja)
Cadenas dobles continuas, formadas por coalescencia lateral de dos cadenas sencillas. Se comparten dos o tres oxígenos alternativamente (fig. 4.10g). En los espacios exagonales resultantes se acomodan iones de $(OH)^-$ o de F^-	Si_4O_{11}	anfíboles, p. ej.: Tremolita $Si_8O_{22}(OH)_2Ca_2$ Mg_5 Hornblenda (compleja)
FILOSILICATOS (del griego, *phyllon,* hoja) Placas planas continuas de malla exagonal. como una tela metálica, en que se comparten tres oxígenos (fig. 4.10h)	Si_4O_{10} Si_3AlO_{10}	*Talco* $Si_4O_{10}(OH)_2Mg_3$ *Serpentina* $Si_2O_5(OH)_4Mg_3$ minerales arcillosos p. ej.: $Si_2O_5(OH)_4Al_2$ micas, p. ej.: *Moscovita* (Si_3AlO_{10}) $(OH, F)_2Al_2K$
TECTOSILICATOS (del griego *tekton,* estructura o esqueleto de construcción) Malla continua de tetraedros en tres dimensiones; se comparten los cuatro oxígenos	Si_4O_8 Si_3O_8Al $Si_2O_8Al_2$	cuarzo SiO_2 feldespatos, p. ej.: *Ortoclasa* $(Si_3Al)O_8K$ *Albita* $(Si_3Al)O_8Na$ *Anortita* $(Si_2Al_2)O_8Ca$ Feldespatoides, p. ep. *Nefelina* $(SiAl)O_4Na$

nes que se repiten en todas direcciones—, de modo que no es posible representarlas claramente si no es en tres dimensiones.

La clasificación resultante se resume en la tabla superior. Al aumentar el número de oxígenos compartidos, necesariamente disminuye la proporción de O respecto a Si; en la tabla se destaca este hecho adoptando Si^{-4} como unidad para facilitar la comparación. Para comprender algunas de las fórmulas de los minerales se debe hacer notar que el Al juega, en los cristales, un doble papel. Puede reemplazar al Si del interior del tetraedro, como en los feldespatos. Entonces Si_4 se convierte en (Si_3Al) o en (Si_2Al_2), en cuyo

caso es necesaria la adición de iones adecuados para equilibrar la alteración de cargas. Otras complicaciones se producen en minerales que contienen iones como el hidroxilo, $(OH)^-$ o el flúor, F^-; éstos pueden ocupar, en la malla cristalina, espacios «hexagonales» relativamente grandes, como en la mica (figs. 4.10 *[h]* y 4.14), o pueden sustituir al oxígeno. Se debe aclarar que el ion hidroxilo, $(OH)^-$, de comportamiento algo misterioso, no implica que el «agua» introducida en la red haya perdido hidrógeno; lo que ocurre es que el lugar de un ion oxígeno es ocupado por los iones hidroxilo: $H_2O + O^{2-} = 2(OH)^-$.

Se suele decir que la belleza de un cristal depende de lo planas que sean sus caras. Pero ahora se ha comprobado que la belleza de un cristal no se limita en absoluto a su cubierta superficial, como lo podía sugerir el antiguo humor académico. Las caras bien desarrolladas que aún comúnmente se consideran los rasgos más distintivos de los cristales, son sólo la expresión externa de un patrón de iones cementados por sus propias cargas eléctricas. La arquitectura interna del edificio cristalino produce una belleza natural aún más asombrosa que la fachada externa y además está igualmente presente en el fragmento más diminuto, tanto si es producto del desgaste como de la rotura.

Los minerales silicatos, que forman las rocas

Los **feldespatos** son los minerales más abundantes de la corteza terrestre, y como hemos visto, tienen un esqueleto de tetraedros SiO_4^- y AlO_4^- con iones de potasio, sodio o calcio que ocupan los lugares apropiados en la estructura. Por eso, esos minerales se pueden considerar como soluciones sólidas de tres compuestos ideales, los cuales, como se indica más adelante, se distinguen por el uso de los símbolos convenientes *Or, Ab* y *An.*

Feldespatos alcalinos Ortoclasa, *Or,* Si_3O_8Alk
Albita, *Ab,* Si_3O_8AlNa } *Plagioclasa*
Anortita, *An,* $Si_2O_8Al_2Ca$ }

En los feldespatos alcalinos el sodio y el potasio sólo son intercambiables hasta cierto límite. Por eso, los feldespatos potásicos *ortoclasa* (u *ortosa*) y *microclina* generalmente contienen sólo una pequeña cantidad de *Ab* en solución sólida con *Or,* mientras que el feldespato sódico *albita* generalmente contiene poca *Or* junto a la *Ab* predominante. La solución sólida, o hablando con más precisión, la sustitución iónica, está limitada en ambos extremos. Sin embargo, *Ab* y *An* forman una serie continua de minerales, conocidos colectivamente como *plagioclasas.* Debido a su abundancia y a su importancia en la clasificación de las rocas, convencionalmente se subdivide la serie tal como se indica en la figura 4.11. La *labradorita,* que toma su nombre de Labrador, donde existe una variedad iridiscente famosa, es el feldespato característico de los basaltos. La *andesita* comparte su nombre con la roca volcánica en la que es abundante: las rocas se llaman andesitas porque son frecuentes en las lavas procedentes de los volcanes de los Andes.

La ortoclasa (u ortosa) se puede reconocer fácilmente en el granito por su color crema o rosado. En algunos granitos, como los de Cornualles o Shap Fell (fig. 4.12), hay esparcidos por toda la roca grandes cristales de ortosa de forma tabular, de 2,5 cm o más de longitud. Si los cristales se rompen transversalmente, su superficie es lisa y brillante. La ortosa no se parte de cualquier manera; se «exfolia» según planos paralelos de la estructura cristalina en los que la cohesión es relativamente débil. Así como en el papel pintado la repetición del patrón unidad da lugar a series paralelas de bandas o vías «abiertas», así, en el

Figura 4.11. Subdivisión de la serie plagioclásica de los feldespatos según los porcentajes de *Ab* y *An.*

ALBITA	OLIGOCLASA	ANDESITA	LABRADORITA	BYTOWNITA	ANORTITA
0 – 10	10 – 30	30 – 50	50 – 70	70 – 90	90 – 100

An_0 An_{10} An_{30} An_{50} An_{70} An_{90} An_{100}

Ab_{100} Ab_{90} Ab_{70} Ab_{50} Ab_{30} Ab_{10} Ab_0

← PLAGIOCLASA SÓDICA O SODOPLAGIOCLASA → ← PLAGIOCLASA CÁLCICA O CALCOPLAGIOCLASA →



Figura 4.12. Superficie pulida de granito Shap (Cumbria) en la que destacan grandes cristales de ortosa (que constituyen el 20%) incrustados en una matriz de grano más fino. El patrón resultante se describe como *textura porfídica,* p. 74. Los porcentajes, aproximados de los minerales que constituyen la matriz son: cuarzo (24), oligoclasa (34), ortosa (16) y biotita (6). *(The Shap Granite Company Limited).*

patrón atómico de un cristal puede haber también planos similares «abiertos» y es a lo largo de ellos por donde el cristal se rompe con más facilidad. La ortoclasa tiene dos series de planos de exfoliación, y el mineral toma su nombre del hecho de que dichos planos forman entre sí ángulos rectos (del griego, *orthos,* normal o recto; *klastos,* roto). La microclina es otra variedad común de feldespato potásico y su nombre, que significa «escasa pendiente» se refiere al hecho de que el ángulo entre sus planos de exfoliación sólo se desvía del ángulo recto en medio grado. Los feldespatos plagioclasas también tienen dos exfoliaciones, pero en este caso la diferencia respecto al ángulo recto es de unos 4°, variando, según la composición, entre algo menos de 4° en el extremo albita y algo más en el extremo anortita de la serie. De ahí viene su nombre (*plagios,* oblicuo).

La ortosa y otras variedades de feldespato alcalino se usan mucho en la fabricación del vidrio y en vidriados, pero sólo se encuentran cantidades rentables de ellos en un tipo de rocas llamadas *pegmatitas* (del griego, *pegma,* grueso, grosero) ya que en ellas los minerales constituyentes han cristalizado en tamaños grandes, poco corrientes; además, tanto el tamaño de grano como la distribución de los minerales pueden ser sumamente variables. La mayoría de pegmatitas se presentan como diques irregulares, como vetas laminares o como cuerpos lenticulares, formados principalmente de feldespatos alcalinos y cuarzo, con frecuencia acompañados de mica (fig. 4.13). Sin embargo, en conjunto, su composición es granítica. Pero mientras en el granito los minerales están más o menos uniformemente distribuidos, en muchas pegmatitas los minerales se presentan como cristales gigantes o agregados masivos, a veces en concentración suficiente para constituir canteras o minas explotables. Aunque son excepcionales, se conocen cristales de ortosa o microclina tan grandes como una casa (por ejemplo, en Noruega y en los Urales). También se han encontrado cristales de mica a modo de «libros» gigantescos de forma hexagonal, de 3 a 5 m de sección (Transvaal y Ontario). Algunas de estas pegmatitas de valor comercial son también verdaderos museos de minerales raros de desarrollo maravilloso. Berilos tan largos como postes de telégra-

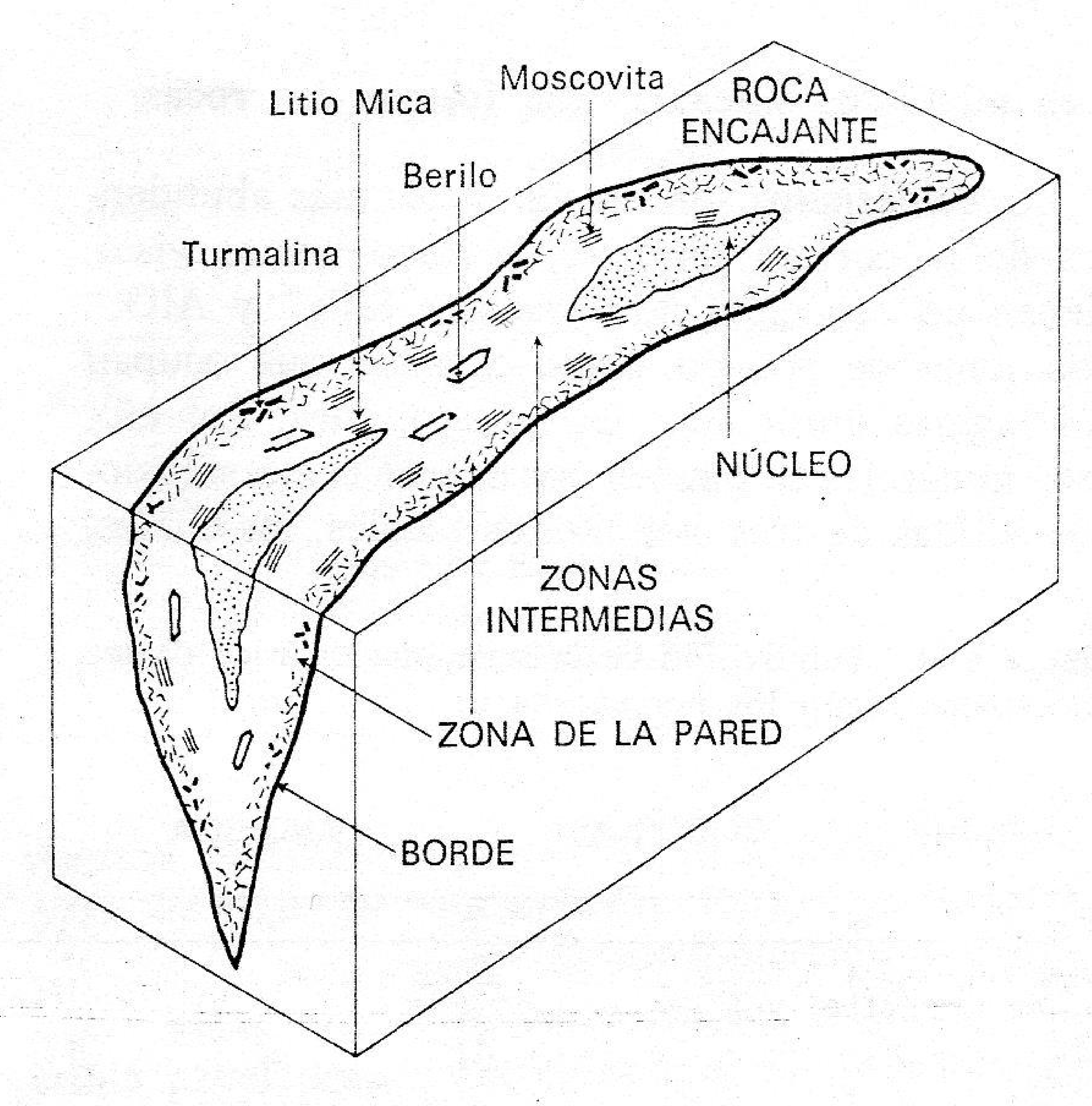


Figura 4.13. Estructura característica de una masa lenticular de pegmatita zonada.

fos, y mucho más gruesos, se han extraído de pegmatitas de las Indias y de Norteamérica. A veces, en las pegmatitas mayores, durante el proceso de extracción, se encuentran cavidades abiertas, en cuyas paredes hay cristales muy finos de cuarzo, topacio, turmalina y otros minerales vistosos.

Cuando se decomponen los feldespatos en el transcurso de la meteorización, o por otros procesos que implican la acción disolvente del agua, prácticamente no se pierde nada del aluminio por solución, y por lo tanto, los productos residuales son cada vez más ricos en aluminio. Los residuos comunes son hojuelas muy diminutas que consisten en (*a*) material micáceo de grano muy fino llamado *sericita* o *hidromica;* o (*b*), cuando se ha perdido todo el potasio (o el sodio o el calcio), un *mineral arcilloso,* de los que hay distintas variedades. La mayoría de minerales arcillosos son esencialmente silicatos de aluminio hidratados, con fórmulas tales como $Si_2O_5Al_2(OH)_4$, como en el grupo del caolín. La famosa arcilla de la porcelana de Cornualles y Devon es caolín formado por la descomposición de los feldespatos en el granito. Sin embargo, algunos de los minerales arcillosos, como la tierra de batán y la bentonita, tienen una composición más compleja, ya que algunos de sus iones Al^{3+} están sustituidos por Mg^{2+} y K^+ o Na^+ para equilibrar la valencia.

Bajo condiciones apropiadas, en los climas tropicales, toda la sílice de los feldespatos puede ser eliminada por meteorización. Como residuo queda entonces la *bauxita,* que es una mezcla de dos minerales alumínicos, cuya composición es de $Al_2O_3 \cdot H_2O$ o ($AlO(OH)$), y $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ o $Al(OH)_3$. La bauxita tiene gran valor por ser la única mena explotable de aluminio.

Entre los minerales del granito y de las rocas siálicas en general, el tercero en abundancia es la **mica,** de la que existen dos variedades principales, una blanca, plateada y brillante, la otra oscura y a menudo de aspecto cobrizo. Asociada a rocas ricas en magnesio se encuentra una tercera variedad, de color ámbar. Todas son aluminio-silicatos de potasio hidratados, como lo indican las siguientes fórmulas:

Mica blanca o *moscovita* $(Si_3AlO_{10})KAl_2(OH, F)_2$
Mica ámbar o *flogopita* $(Si_3AlO_{10})KMg_3(OH, F)_2$
Mica oscura o *biotita* $(Si_3ALO_{10})K(Mg, Fe)_3(OH, F)_2$

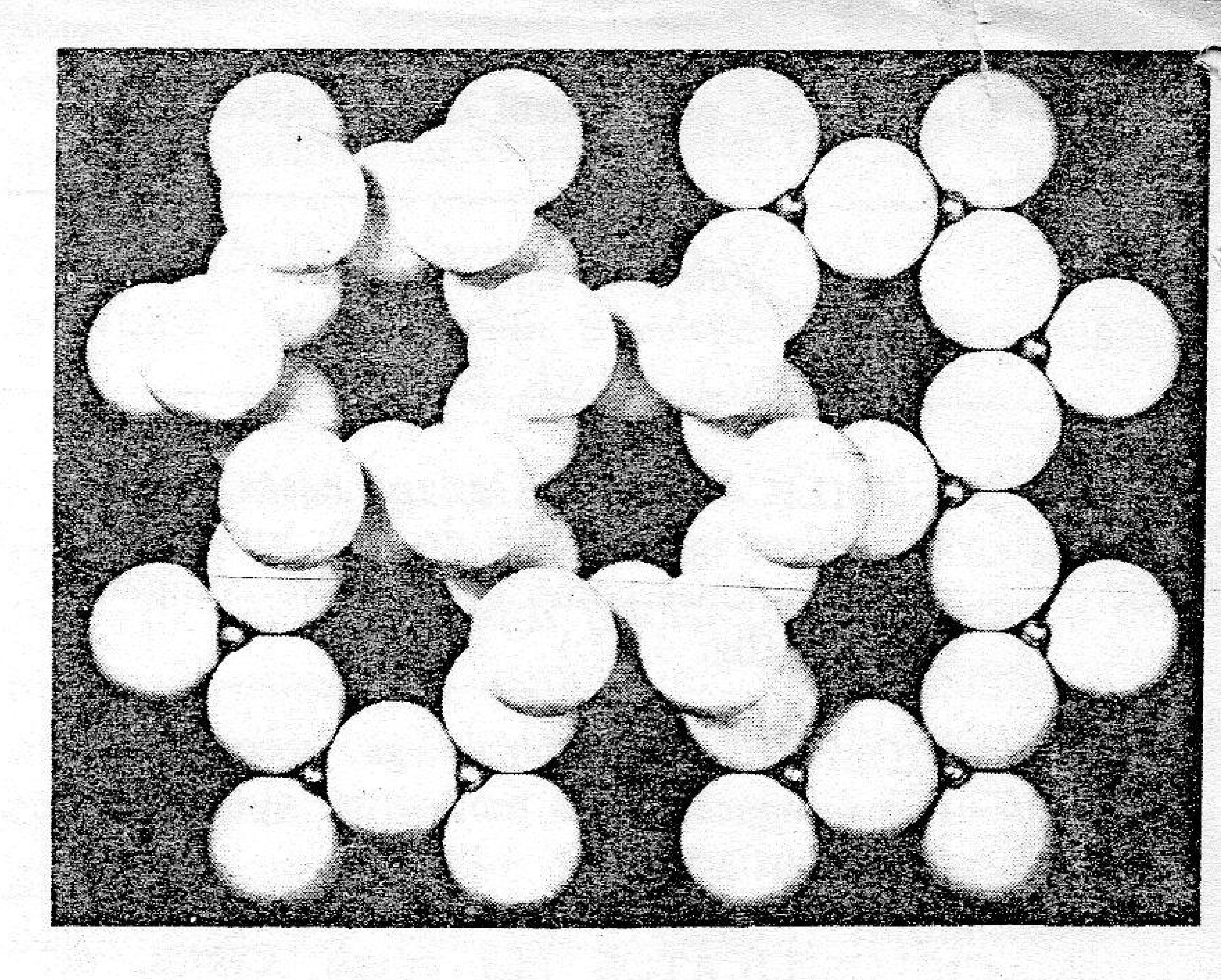


Figura 4.14. Modelo de parte de una placa continua de tetraedros SiO_4 (cfr. fig. 4.10 (*h*)). Se han eliminado algunos de los iones oxígeno que formaban la cubierta para que se vean los iones de silicio. *(Colección del Museo Británico de Historia Natural).*

La expresión (OH, F) significa que el flúor puede reemplazar al hidroxilo (OH), hasta un cierto límite de la malla cristalina. La expresión (Mg, Fe) en la fórmula de la biotita indica que el Mg y el Fe^{2+} son intercambiables; además, en la biotita, el Fe^{3+} puede reemplazar algún Al, ya que es un mineral que puede presentar una amplia variedad de composición en su estructura cristalina.

Todas las micas tienen una exfoliación perfecta, debido a que sus láminas tetraédricas y la unión de sus átomos están dispuestos en capas paralelas. Dos capas con una estructura como la representada en las figuras 4.10*h* y 4.14 están ensambladas como en un sandwich, con un relleno de iones Al (moscovita), o de iones Mg (flogopita), o de iones Mg y Fe^{2+} (biotita). Estos sandwiches, a su vez, están unidos, aunque más débilmente, por capas de iones K, y es precisamente a lo largo de estas capas «débiles» entre «sandwiches» sucesivos, por donde se exfolia tan fácilmente la mica. Los «libros» de mica extraídos de ciertas pegmatitas se llaman así porque cuando se miran los cristales de lado, generalmente tienen el aspecto de un grueso montón de páginas sin cortar (intonsas). Realmente, la exfoliación es tan perfecta que, si es necesario, cada cristal puede separarse en láminas mucho más delgadas que las páginas de este libro. Las escamas o láminas de exfoliación son a la vez flexibles y elásticas.

Durante mucho tiempo se han usado grandes láminas transparentes de moscovita para fabricar tubos de lámparas y ventanas de hornos. Pero la propiedad más notable, que en su época le dio a la mica, en especial a la moscovita, un lugar importante entre los minerales industriales, es su calidad de aislante.

La biotita sirve de enlace para pasar a analizar los silicatos caracterizados por tener abundante magnesio y hierro, y que se conocen colectivamente como minerales ferromagnésicos o máficos. Los grupos principales son los *piroxenos*, los *anfíboles* y la serie del *olivino*.

Como se indica en la página 53, el **olivino** (o crisolita) forma parte de una serie continua de soluciones sólidas que abarcan desde la forsterita (SiO_4Mg_2) hasta la fayalita (SiO_4Fe_2). La variedad común que forma las rocas contiene más magnesio que hierro, como se expresa en la fórmula $SiO_4(Mg, Fe)$ y se llama olivino a causa de su color normalmente verdeoliva; para indicar que también hay variedades amarillo-dorado, existe también el nombre antiguo de *crisolita* (del griego, *crysos*, oro). Este mineral es muy conocido bajo la forma de cristales verdes transparentes tallados como piedras preciosas con el nombre de *peridotos*.

Las rocas en las cuales el olivino es el mineral más abundante (generalmente asociado con piroxenos) se llaman *peridotitas*. La principal fuente de olivino con calidad de piedra preciosa es la peridotita de una pequeña isla del mar Rojo; cristales igualmente límpidos se han encontrado en meteoritos por lo que, como los diamantes, han sido considerados gemas celestiales. Pero mientras el diamante es extremadamente raro en los meteoritos, el olivino es uno de sus minerales más característicos. En parte por eso (se considera que los meteoritos son fragmentos de uno o varios planetas hechos pedazos), y en parte porque la peridotita rica en olivino transmitiría las ondas sísmicas a las velocidades observadas, muchos geofísicos creen que el olivino, o su equivalente de alta presión a gran profundidad, debe ser el material más abundante del manto terrestre. Es curioso que Shakespeare, en un destello de imaginación poética, eligiera el mismo mineral cuando por boca de Otelo habla del cielo formando

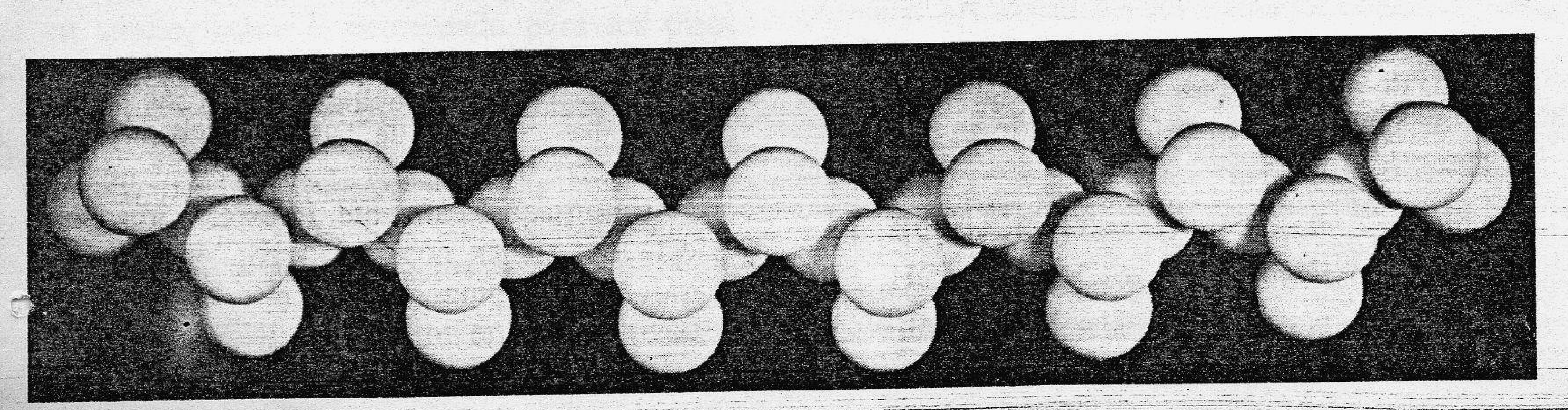
> ... otro mundo, de una sola y perfecta crisolita.

El nombre «crisolito» va quedando en desuso porque fácilmente se confunde con *crisotilo*, nombre de una variedad de serpentina que se presenta en forma de fibras flexibles y es de valor comercial como materia prima de un material de elevada resistencia al calor —asbesto— que se teje en las fábricas.

La *serpentina*, $SiO_5Mg_3(OH)_4$, se forma a partir del olivino y de otros silicatos ricos en magnesio mediante un proceso de alteración que implica la adición de agua. La serpentina puede reemplazar parcial o totalmente grandes masas de peridotita, constituyendo así tanto un mineral como una roca: una roca compuesta de una malla o red de cristales diminutos, de tacto astilloso pero bastante resbaladizo. La serpentina masiva en general está manchada o moteada de verde y pardo, como la piel de una serpiente, y en algunos casos (por ejemplo, en Lizard en Cornualles) hasta se usa como piedra ornamental.

Los **piroxenos** son minerales constituyentes de gran variedad de rocas. En los basaltos (incluyendo el basalto olivínico) y rocas afines son los componentes más abundante después de las plagioclasas. En las peridotitas son los más abundantes des-

Figura 4.15. Modelo de parte de una cadena continua simple de tetraedros SiO_4 (cfr. fig. 4.10 (*f*)). *Colección del Museo Británico de Historia Natural).*



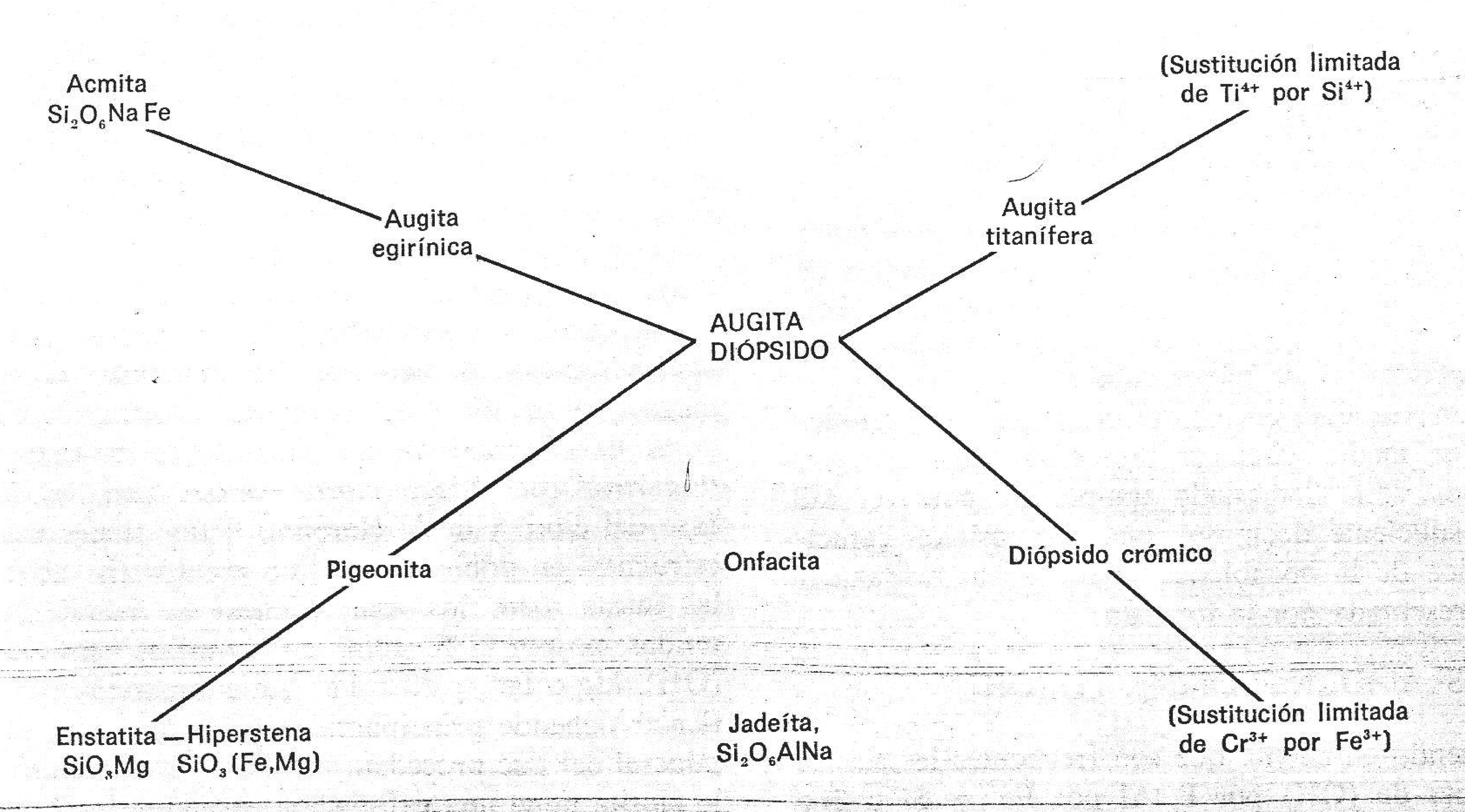
pués del olivino, y las masas asociadas de roca en las que los piroxenos predominan se llaman *piroxenitas.*

Los piroxenos más simples son la *enstatita,* SiO_3Mg, y la *hiperstena,* $SiO_3(Mg, Fe)$. Químicamente son como los miembros de la serie del olivino, pero con más sílice. Sin embargo, estructuralmente, son muy diferentes. Todos los piroxenos están formados de innumerables cadenas simples de tetraedros SiO_4 (figs. 4.10*f* y 4.15) con algunas sustituciones por tetraedros AlO_4^- en las variedades más complejas. Las cadenas son todas paralelas entre sí y se unen por medio de iones como los de Mg^{2+}.

La composición del diópsido, que tiene poco o nada de aluminio, es $Si_2O_6(Mg, Fe)Ca$. El principal piroxeno alumínico, y también el miembro más común de todo el grupo, es la *augita,* que se puede considerar una solución sólida de diópsido con un poco de hiperstena y proporciones variables de «aluminio» y «óxido férrico». Se debe resaltar que el aluminio juega un doble papel. Cuando en la cabeza hay un tetraedro AlO_4^- es necesario neutralizar una carga extra. Para cubrir la deficiencia y mantener el cristal neutro, en lugar del Mg^{2+} pueden unirse las cadenas con iones Al^{3+} o Fe^{3+}. También el Al^3+ puede servir para unir una cadena de tetraedros SiO_4^-, si va asociado con un ion monovalente como el Na^+. Así, en lugar de un diópsido, Si_2O_6CaMg, podemos tener Si_2O_6AlNa. Aunque es muy raro, este mineral existe, y precisamente porque es tan hermoso como raro, también es conocido. Es la *jadeíta,* mineral del cual está hecho el jade, como el jade real del Alto Burma, tan apreciado por los chinos; hay un anfíbol, llamado también «jade» en el comercio, que es la *nefrita.* Otro piroxeno sódico, la *acmita* o *egirina,* $Si_2O_6NaFe^{3+}$, forma serie con la augita, y los miembros intermedios se conocen como *egirina-augita.* Analizando el esquema del pie de la página se comprende que los piroxenos, y en particular la augita, incluyen algunos minerales muy complejos, y unos pocos «miembros terminales» relativamente simples de las distintas series.

Debido a la importancia del litio en su relación con la energía atómica, en los años recientes otro piroxeno alcalino se ha convertido en un mineral muy valioso. Es la *espodumena,* Si_2O_6AlLi, que en la actualidad es la principal mena del litio. Se presenta en algunas pegmatitas y es uno de estos minerales que, aunque raro, es notable por el enorme tamaño (a veces más de 12 m de longitud) que alcanzan algunos de sus cristales.

El grupo de los **anfíboles,** representado especialmente por la hornblenda y sus múltiples variedades es más abundante y extendido de lo que sugiere la tabla de la página 58. Muchas rocas



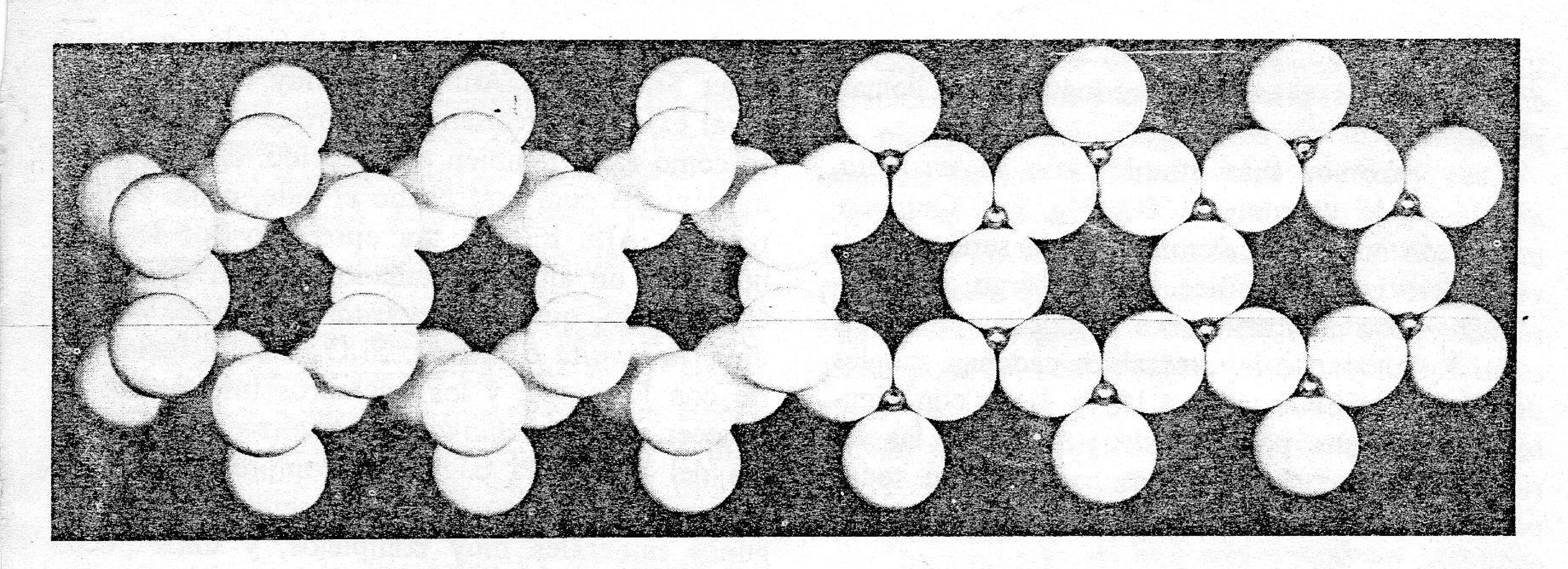


Figura 4.16. Modelo de parte de una cadena continua doble de tetraedros SiO_4 (cfr. fig. 4.10 (g)). *(Colección del Museo Británico de Historia Natural).*

estrechamente relacionadas con el granito contienen iones hidroxilo $(OH)^-$, que pueden ser sustituidos por flúor, F^-, como en la mica. Esto se hace posible porque su estructura es una larga cadena doble de tetraedros, como se indica en la página 57 y se ilustra en las figuras 4.10*g* y 4.16, que (también como en el caso de la mica) proveen los «agujeros» en los que puedan encajar estos grandes iones. Las resultantes complejidades de composición se muestran en las siguientes comparaciones:

PIROXENOS	ANFÍBOLES
Enstatita SiO_3Mg	*Antofilita* $Si_8O_{22}Mg_7(OH)_2$
Diópsido Si_2O_6CaMg	*Tremolita* $Si_8O_{22}Ca_2Mg_5(OH)_2$
Acmita $Si_2O_6NaFe^3$	*Riebeckita* $Si_8O_{22}Na_2Fe^2{}_3(OH)_2$

Estos tres anfíboles y algunas de sus variedades se presentan localmente como masas tratables de asbesto, llamado comercialmente «asbesto anfíbol» para distinguirlo del «asbesto crisotilo», que en general es de mejor calidad.

Un esquema de los anfíboles, con la hornblenda en medio, como el presentado para los piroxenos, sería demasiado complicado para ser útil. Es suficiente decir que una composición característica de la hornblenda queda aproximadamente representada por la fórmula

$$(Si_6Al_2)O_{22}NaAlCa_2(Mg, Fe)_2(OH)_2$$

teniendo en cuenta que son frecuentes las sustituciones de (OH) por F, Al por Fe^3, y Si o $2Fe^2$ por Ti, y que hay muchos «miembros terminales», como los tres de la lista anterior, entre los que son posibles ciertos límites de soluciones sólidas. Un hecho a destacar es que la hornblenda contiene cantidades notables de todos los elementos comunes de la corteza terrestre excepto el potasio.

La augita y la hornblenda se distinguen bien por la forma de sus cristales y por la exfoliación que, a su vez, dependen de la arquitectura interna de los cristales. Al igual que en los piroxenos, las cadenas de anfíboles están unidas entre sí formando haces largos y paralelos. Éstos pueden romperse fácilmente según dos planos particulares —los planos de exfoliación— paralelos a la longitud. Así, ambos minerales tienen dos exfoliaciones bien desarrolladas; en la augita el ángulo de intersección entre ellas es de 87° ó 93°, apropiado para una estructura de cadena simple, mientras que en la hornblenda el ángulo es 56° ó 124°, correspondiente a la estructura de cadena doble. Como setos ángulos son casi 90° y 120° (ó 60°) se pueden reconocer y distinguir de un vistazo.

Así como el olivino y la enstatita por alteración se convierten en serpentina, en un proceso que implica adición de agua, así, los minerales ferromagnésicos de Fe y Al se alteran, formando un grupo de minerales verdes llamados colectivamente **cloritas** (del griego, *cloros,* verdes, como en el caso del cloro y de la clorofila). Éstos tienen una estructura en dobles capas tipo «sandwich» como las micas, pero los «sandwiches» se mantienen unidos, no por el K, como en las micas, sino por (OH), Mg o Fe^2, y Al o Fe^3. La composición particular depende principalmente de la que tiene el mineral del que proceden. Debido a su estructura, la clorita tiene una exfoliación excelente, pero las

laminillas resultantes no poseen la flexibilidad de la mica. Además, los cristales aislados son generalmente muy pequeños. El tipo de relación que existe entre las cloritas y los minerales ferromagnésicos es muy similar a la que tienen los minerales arcillosos y los feldespatos; en ambos casos los álcalis y el calcio se pierden, mientras que el agua agregada queda en forma de $(OH)^-$ en la malla cristalina del producto de alteración.

Referencias seleccionadas

BRAGG, L., 1968, 'X-Ray crystallography', *Scientific American*, vol. 219, pp. 58–70.

BRAGG, W. L., CLARINGBULL, G. F., and TAYLOR, W. H., 1965, *Crystal Structure of Minerals*, Cornell University Press, New York.

FYFE, W. S., 1964, *Geochemistry of Solids: An Introduction*, McGraw Hill, New York.

GOLDSCHMIDT, V. M., 1954, *Geochemistry*, Clarendon Press, Oxford.

HURLBUT, C., Jr., 18th edn, 1971, *Dana's Manual of Mineralogy*, Wiley-Interscience, New York.

JONES, W. R. and WILLIAMS, DAVID, 1948, *Minerals and Mineral Deposits*, Home University Library, Oxford University Press.

MASON, BRIAN, 3rd edn, 1968, *Principles of Geochemistry*, Wiley-Interscience, Chichester and New York.

MOREY, G. W., 1954, 'Silica and inorganic silicates', *Encyclopedia of Chemical Technology*, vol. 12, pp. 268–303.

POUGH, F. H., 1970, *A Field Guide to Rocks and Minerals*, Constable, London.

READ, H. H., 1963/70, *Rutley's Mineralogy*, Murby (Allen and Unwin), London.